DAN GRIGORESCU

STRATIGRAFIE ŞI GEOLOGIE ISTORICĂ

Partea I-a: STRATIGRAFIE





Ars Docendi 2003



CUPRINS

Tabele şi casete explicative în text

Tabele

Casete in text

"Stratigrafia este coloana vertebrală a științelor geologice. Fără cunoștințe solide de Stratigrafie, studiile structurale sunt imposibile ... Nu numai Geologia istorică, dar și Geologia economică depinde de Stratigrafie".

James Gilluly, 1977

"Stratigrafia este elementul unificator al Geologiei. Fără ea descoperirile din alte ramuri nu ar putea fi integrate reconstituirilor geoistorice."

John Marvin Weller, 1947

" Metodele Stratigrafiei sunt mereu îmbogățite prin aporturi ale Biologiei, Paleontologiei, Sedimentologiei, Geochimiei, Geofizicii, ale Tectonicii globale, de asemenea dezvoltarea Stratigrafiei este stimulată de exigențele în materie de datare ale explorărilor petroliere și de marile programe internaționale de foraje oceanice".

Pierre Cotillon, 1988

"Pentru a cunoaște anatomia șirurilor de munți trebuie să cunoști în detaliu istoria sedimentară, iar pentru aceasta trebuie să știi Stratigrafie."

Jean David Love, 1986

Cuvânt înainte

Această carte cuprinde prima parte a cursului de Stratigrafie și Geologie istorică predat studenților de la Facultatea de Geologie și Geofizică a Universității Bucuresti și ca atare cartea este adresată în primul rând lor, studenților de azi și celor de mâine, ca suport în pregătirea examenelor. Cartea poate fi utilă și studenților de ieri, cei care cu mai mulți sau mai puțini ani în urmă au urmat acest curs și care acum resimt nevoia de reînprospătare a unor cunoștințe necesare în activitățile lor geologice.

Citatele de mai sus, toate datorate unor practicanți constanți ai Stratigrafiei, autori ai multor articole științifice, iar unii dintre ei (Marvin și Cotillon) și ai unor remarcabile manuale de Stratigrafie reprezintă un gest didactic îndreptat spre tinerii care se inițiază acum în complexa problematică geologică și care trebuie să înceapă prin a ști că progresul în cercetarea științifică modernă, în general, iar în științele geologice – care prin natura lor sunt clădite pe interdisciplinaritate - în mod special, este determinat de strânse conexiuni între domenii și ramuri ale științelor.

Calibrarea timpului geologic, care este scopul și rezultatul principal al Stratigrafiei, este indispensabilă tuturor științelor geologice; fără precise coordonate cronologice obiectivele urmărite în mod particular de fiecare dintre științele și ramurile geologice nu ar putea fi localizate și ca atare, realizate. Totodată fără un cadru temporal, fenomenele și procesele de natură diferită ale Geologiei aflate la originea succesiunii de evenimente ce compun istoria geologică nu ar putea fi integrate reconstituirilor geoistorice, în care fenomenele se relevă prin relațiile de intercauzalitate dintre ele. In aceasta constă rolul unificator al Stratigrafiei pe care-l subliniază în citatul de mai sus J. Marvin Weller.

Intreaga istorie geologică reprezintă în fond o *Stratigrafie a evenimentelor geologice integrate* într-un cadru unitar.

Progresul Stratigrafiei din ultimele decenii este, mai puţin decât înainte, determinat de înnoiri în cadrul ipotezelor de lucru şi al construcţiei/reconstrucţiei de modele, cât de perfecţionarea echipamentelor de teren şi de laborator. Prin creşterea capacităţii de rezoluţie a echipamentelor de cercetare au apărut şi s-au dezvoltat în cadrul Stratigrafiei noi ramuri de cercetare, aşa cum sunt Ritmostratigrafia, Chemostratigrafia, Magnetostratigrafia şi Seismostratigrafia. In limita spaţiului ce a trebuit alocat proporţional tuturor domeniilor de activitate stratigrafică, aceste ramuri sunt prezentate în cadrul acestei cărţi.

Pentru contribuţia la realizarea ilustraţiilor cărţii le sunt recunoscător şi le mulţumesc mult Dnei. ing. geolog dr. Mihaela Melinte, Dlui. Radu Dumitrescu şi în mod special tânărului meu coleg de Catedră şi apropiat colaborator în cercetarea depozitelor continentale cu vestigii de dinozauri din Bazinul Haţeg, Dl. Asistent Zoltan Csiki care a machetat lucrarea pe calculator.

Dan Grigorescu

1. STRATIGRAFIA ŞI GEOLOGIA ISTORICĂ: *de la analiza statelor la sinteza Istoriei Pământului*

Stratigrafia este ştiinţa al cărei obiectiv esenţial îl constituie reconstituirea timpului geologic, începând cu determinarea cronologiei secvenţelor litologice locale şi stabilirea unor unităţi de timp echivalente în plan geografic tot mai extins, până la scara întregii planete. In demersul său esenţial cronologic Stratigrafia se bazează pe analiza succesiunilor de strate sedimentare, formele cele mai elocvente prin care este concretizată trecerea timpului geologic. De altfel, în sens strict etimologic, Stratigrafia este ştiinţa al cărei obiect îl constituie "descrierea stratelor" (din cuv. latin "stratum" – cuvertură şi cuv. grec "graphein" – scriere). In această definiţie lapidară este subînţeles scopul principal urmărit prin cercetarea stratigrafică, anume - reconstituirea cronologiei geologice pe baza analizei stratelor, utilizând metode specifice.

La fel ca şi in cazul celorlalte ştiinţe geologice fundamentale – Mineralogia, Petrografia, Paleontologia care au început prin descrieri ale obiectelor studiate, respectiv minerale, roci şi fosile şi au continuat prin clasificări şi sinteze asupra fenomenelor implicate, în mod similar "descrierea stratelor" - preocuparea analitică principală a Stratigrafiei – a condus prin extensia geografică a ariilor cercetate la elaborarea **scării globale a timpului geologic,** cadrul de referinţă temporală al tuturor fenomenelor geologice, indiferent de natura acestora, şi temeiul reconstituirii evoluţiei Pământului, de la formarea sa ca planetă a Sistemului Solar şi până în prezent, evoluţie care este redată de **Geologia istorică**.

Stratigrafia (numită şi **Geologie stratigrafică**) şi **Geologia istorică**, deşi considerate de către unii geologi drept denumiri sinonime ale aceleiaşi ştiinţe, reprezintă de fapt domenii distincte din punct de vedere al obiectivelor urmărite, dar strâns legate în cadrul demersului ştiinţific pentru reconstituirea evoluţiei scoarţei terestre. In această relaţie, **Stratigrafia** constituie partea analitică, metodologică în studiul rocilor ce compun crusta terestră, vizând cunoaşterea raporturilor cronologice şi spaţiale dintre corpurile de roci cu localizare geografică diferită, precum şi dinamica fenomenelor şi proceselor depoziţionale, între Stratigrafie şi Sedimentologie existând o strânsă interconexiune.

De cealaltă parte, **Geologia istorică** reprezintă latura teoretică, care realizează pe suportul datelor cronologice şi spaţiale furnizate de Stratigrafie, sinteza informaţiilor oferite de geoştiinţele fundamentale, relevante pentru reconstituirea complexelor aspecte paleogeografice ale Pământului, care s-au modificat periodic în decursul istoriei sale, de peste 4,5 miliarde de ani.

Prin vasta sinteză redată, Geologia istorică are o deosebită importanţă în plan filozofic, evidenţiind relaţiile cauzale dintre diferitele categorii de fenomene, fizice, chimice sau biologice care au concurat în constituirea paleogeografiilor succesive ale Pământului.

Stratigrafia s-a dezvoltat începând cu mijlocul secolului al XVII-lea prin studiul rocilor sedimentare, categoria de roci care conţine cele mai multe şi mai puţin modificate informaţii asupra istoriei Pământului.

Stratele rocilor sedimentare, rezultate fie din depunerea particolelor clastice, fie prin precipitarea din soluţii a compuşilor chimici, sunt expresii materializate ale timpului geologic, fiecare strat semnificând un anumit interval de timp.

Inţelegerea faptului că stratele ce alcătuiesc scoarţa terestră pot fi utilizate drept mijloc de cuantificare a timpului geologic şi ca sursă principală de informaţii în reconstituirea istoriei geologice reprezintă una dintre marile descoperiri ştiinţifice ale secolelor XVII şi XVIII, care

a determinat dezvoltarea Stratigrafiei şi, în general, reconstituirea cronologiei fenomenelor cu desfăşurare geoistorică.

Deşi este fundamentată pe studiul rocilor sedimentare, Stratigrafia se preocupă în egală masură de vârsta corpurilor de roci nesedimentare, magmatice sau metamorfice, pentru integrarea fenomenelor implicate în reconstituirea evoluţiei geologice a unei anumite regiuni.

Datele cercetărilor stratigrafice sunt în egală măsură necesare atât domeniilor fundamentale cât şi celor aplicative ale Geologiei, oferind cadrul temporal al fenomenelor şi proceselor pe care fiecare dintre aceste domenii le studiază în mod particular. Astfel, cercetările stratigrafice reprezintă o parte esenţială în cadrul prospecţiunilor pentru diferitele categorii de substanţe minerale, cunoaşterea prin Stratigrafie a poziţei cronologice a unor resurse minerale recunoscute iniţial într-o singură localitate, permiţând mai departe orientarea cercetărilor geologice pentru delimitarea corpului de substanţe cu importanţă economică într-un areal geografic mai extins, utilizând pentru aceasta metoda **corelaţiei stratigrafice**. Trebuie subliniat de asemenea că elaborarea hărţilor geologice, activitate fundamentală în cunoaşterea structurii geologice a unei regiuni este bazată pe cercetarea stratigrafică, si anume pe stabilirea echivalenţelor cronologice între stratele dintr-un anumit areal, folosind metoda corelaţiei, unităţile litologice de aceeaşi vârstă putând fi astfel cartografiate.

***



Nicolaus Steno (1638 – 1686)

Istoria Geologiei consemnează drept început al Stratigrafiei ca ştiinţă a cronologiei geologice observaţiile lui Nicolaus Steno (numele latinizat prin trecere la catolicism al naturalistului danez Niels Stensen) făcute între 1668 şi 1675 asupra stratelor din colinele provinciei italiene Toscana, în urma cărora au fost conturate trei dintre principiile care susţin demersul geocronologic al Stratigrafiei: **principiul superpoziţiei**, **principiul orizontalităţii primare** şi **principiul continuităţii laterale**. In secolele XVIII şi XIX au fost elaborate alte două principii fundamentale ale Stratigrafiei: **principiul succesiunii paleontologice** şi **principiul corelaţiei stratigrafice,** al căror autor este britanicul William Smith

Pe baza acestor principii s-au dezvoltat metodele analitice specifice Stratigrafiei, prin care a fost realizată **scara globală a timpului geologic** (Tabelul 3.1.).

In interpretarea evoluţiei scoarţei terestre, în desfăşurarea sa geoistorică, două concepţii s-au conturat începând cu secolul 18, ele aflându-se în dezbaterea filozofiei naturii şi în prezent: **concepţia uniformitarianistă**, care îl are drept precursor pe naturalistul James Hutton şi drept teoretician al conceptului pe geologul Charles Lyell, şi respectiv **concepţia**



James Hutton (1726 – 1797)



Charles Lyell (1797 – 1875)


Georges Cuvier (1769 – 1832)

catastrofistă, care în forma sa inițială, datorată naturalistului francez Georges Cuvier, susține rolul factorilor accidentali, alții decât cei obisnuiți, în istoria geologică și a lumii organice. In varianta modernă a uniformitarianismului, cunoscută sub numele de **actualism**, rolul evenimentelor "catastrofice", precum perioadele de intense mișcări tectonice și de activitate vulcanică sau efectele impactului cu suprafața terestră a unor mari corpuri cosmice este recunoscut, asemenea evenimente concurând alături de factorii naturali comuni la schimbările paleogeografice din decursul istoriei Pământului.

Reconstituirea istoriei geologice, a evenimentelor punctuale și a ciclurilor geologice globale, care au indus schimbări succesive de natură fizică și biologică la suprafața scoarței este bazată pe **teoria tectonicii globale,** dezvoltată după 1960 și care oferă un model integrat de interpretare a evoluției Pământului, prin dinamica proceselor crustale și subcrustale.

1.1. Obiectivele principale ale cercetării stratigrafice.

Intr-o regiune în care se urmărește realizarea hărții geologice și reconstituirea evenimentelor ce compun istoria sa, demersul stratigrafic se desfășoară prin parcurgerea succesivă a următoarelor etape, fiecare cu scop distinct și implicând metode specifice:

• **Clasificarea (sistematizarea)** corpurilor de roci din arealul cercetat în unități stratigrafice, pe baza caracterelor litologice, paleontologice, a unor caractere geofizice (seismice, electrice) sau a altor caractere relevante. Realizarea clasificării stratigrafice reclamă stabilirea prealabilă a raporturilor de continuitate depozițională în formarea secvențelor stratigrafice, fapt realizabil în mod direct în cazul stratelor care nu au fost deformate prin procese de cutare; în cazul stratelor cutate și, în special, al celor cuprinse în cute răsturnate, se impun activități prealabile clasificării, de **ordonare stratigrafică**, care vizează reconstituirea poziției primare a stratelor;

• Stabilirea vârstei unităților stratigrafice locale și, pe această bază, a poziției acestora în cadrul scării globale a timpului geologic. Activitățile aferente acestui obiectiv constituie **datarea stratigrafică,** care se realizează prin metode de datare relativă (în termeni de "mai vechi" sau "mai nou" față de un anumit reper cronostratigrafic) sau prin datare absolută (prin care vârstele sunt redate în ani tereștri);

•**Corelarea stratigrafică**, care urmărește stabilirea raporturilor de vârstă între diferitele unități stratigrafice recunoscute și datate în cadrul arealului geografic cercetat. Corelarea se realizează prin compararea cronologică a tuturor unităților locale, stabilind în final echivalențele cronologice dintre acestea în plan regional.

Cele trei categorii de activități, fiecare defășurată prin metode specifice: *clasificarea, datarea* și *corelarea*, la care în funcție de caracterul tectonic al depozitelor cercetate se poate adăuga *ordonarea*, au obiective integrate demersului cronologic al Stratigrafiei.

•Prelungirea activităților stratigrafice legate de cunoașterea cadrului temporal al depozitelor în direcția reconstituirii evoluției geologice a unei anumite regiuni se realizează prin **cercetarea paleogeografică** bazată pe analiza sistematică a faciesurilor sedimentare evidențiate de secvențele stratigrafice și interpretarea corelativă a informațiilor complexe rezultate din acest studiu. Analiza faciesurilor sedimentare permite reconstituirea configurației geografice a bazinelor de sedimentare sau doar a unor părți a acestora, a topografiei bazinelor și a ariilor de proveniență a materialului sedimentar clastic, a dinamicii proceselor depoziționale (transportul și acumularea materialului sedimentar, cadrul geotectonic al

sedimentării), conturează fazele de transgresiune și de regresiune din evoluția unei regiuni, evidențiază etapele de orogeneză și tectogeneză, reconstituie conexiunile temporale cu alte regiuni și valorile relative ale factorilor de mediu care determină constituirea și succesiunea unor anumite comunități de organisme etc. In sinteza legată de reconstituirea paleogeografică sunt integrate, de asemenea, informațiile rezultate din cercetarea rocilor nesedimentare, magmatice și metamorfice și, în general, toate datele rezultate din cercetări geologice sau ale altor științe, de natură a ilustra, într-un mod cât mai aprofundat și cuantificabil, evoluția geoistorică a unei anumite regiuni. Prin corelarea aspectelor regionale în evoluția lor sunt realizate marile sinteze paleogeografice, la scara întregului Pământ, pentru fiecare dintre diviziunile istoriei geologice.

Roci sedimentare			Structuri sedimentare	Semne paleontologice	
Conglomerat	Calcar	Sare gemă	Laminație oblică	Nannoplancton	Conodonte
Gresie	Calcarenit	Gips, anhidrit	Laminație convolută	Spori, polen	Pești
Silt	Calcar grezos	Roci metamorfice	Laminație paralelă	Plante	Vertebrate tetrapode
Argilă siltică	Calcar cu accidente silicioase	Șist cristalin	Laminație de curent - "ripple"	Foraminifere	Cefalopode
Argilă	Calcar oolitic	Roci magmatice	Stratificație paralelă	Ciliate	Brachiopode
Șist argilos	Calcar recifal	Tuf, lavă	Stratificație încrucișată	Spongieri	Trilobiți
Marnă	Dolomit	Andezit	Stromatolite	Corali	Ostracode
Cărbune	Cretă	Bazalt	Sol fosil	Bivalve	Crinoidee
Bauxită	Silicolit (jasp, radiolarit)	Granit	Suprafață de eroziune	Gastropode	Echinoidee

TABEL 1.1. Simboluri folosite pe coloanele stratigrafice și profilele geologice.

2. PRINCIPIILE FUNDAMENTALE ALE STRATIGRAFIEI

Cercetarea stratigrafică este bazată pe o serie de principii care susţin concepţia teoretică şi metodele practice de reconstituire a istoriei geologice prin studiul rocilor sedimentare. Aceste principii fundamentale ale Stratigrafiei sunt în ordinea cronologică a enunţării lor: **principiul superpoziţiei, principiul orizontalităţii primare, principiul continuităţii laterale, principiul succesiunii paleontologice, principiul corelaţiei stratigrafice** şi **principiul actualismului** sau **al cauzelor actuale.**

Primele trei principii sunt datorate anatomistului de origine daneză Niels Stensen (1638-1686), mai cunoscut sub numele latinizat de Nicolaus Stenonis, în urma convertirii sale la religia catolică, devenit prin prescurtare Steno. Nicolaus Steno a fost şi un fin observator şi interpret al naturii geologice, capacitate pe care a dovedit-o în excursiile făcute în colinele din provincia Toscana, în apropiere de Florenţa.

Principiul superpoziţiei i-a fost sugerat lui Steno de observaţiile asupra mecanismului de depunere a particolelor solide într-un mediu acvatic. El remarcă, într-o lucrare publicată la Florenţa în 1669, că atunci când un strat se formează, deasupra sa nu se află decât fluidul, din care se depun particolele şi deci un alt strat nu poate fi prezent deasupra celui în formare. Din această observaţie Steno a conchis că stratele cu poziţie inferioară în cadrul unei secvenţe de strate sunt mai vechi decât cele care ocupă poziţii superioare. Cu alte cuvinte, principiul superpoziţiei, esenţial în dezvoltarea interpretării semnificaţiei cronologice a păturilor de sedimente, poate fi astfel enunţat: " în cadrul unei succesiuni de strate, un strat este mai nou decât cel pe care îl acoperă şi mai vechi faţă de cel de care este acoperit" (fig. 2.1).

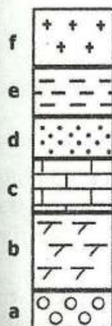


Fig. 2.1. Raportul de superpoziţie între strate orizontale şi semnificaţia cronologică.

După Steno, o serie de criterii structurale legate de stabilirea corectă a poziţiei părţii inferioare şi a celei superioare a unui strat din cadrul secvenţelor deformate prin procese de cutare sau prin alunecări au fost evidenţiate (vezi Ordonarea stratigrafică). De remarcat că, în cazul teraselor unui râu, principiul superpoziţiei nu este aplicabil, terasa cea mai nouă ocupând poziţia cea mai de jos, apropiată de cursul râului, iar cea mai veche fiind cea mai de sus (fig. 2.2).

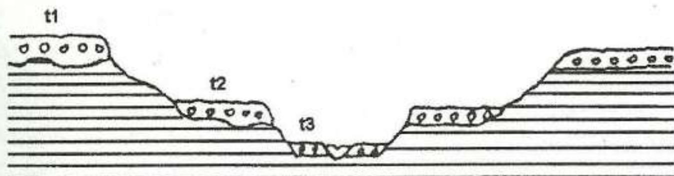


Fig. 2.2. In cazul teraselor râurilor, principiul superpoziţiei nu este aplicabil: $t_1 > t_2 > t_3$.

Aceleaşi observaţii asupra depunerii particolelor din fluide, coroborate celor asupra arhitecturii stratelor de roci sedimentare din Toscana i-au permis lui Steno enunţarea **principiului orizontalităţii primare**, conform căruia păturile de sedimente preiau, prin

depunerea lor, forma substratului, în general şi la scară mică orizontală[1] şi a **principiului continuităţii laterale**, care postulează că în procesul depunerii sedimentelor, stratele se extind lateral în diferite direcţii, continuitatea lor putând fi întreruptă de configuraţia topografică a bazinului sau de încetarea unei anumite conjuncturi sedimentologice care determină omogenitatea litologică a unui strat (fig.2.3).

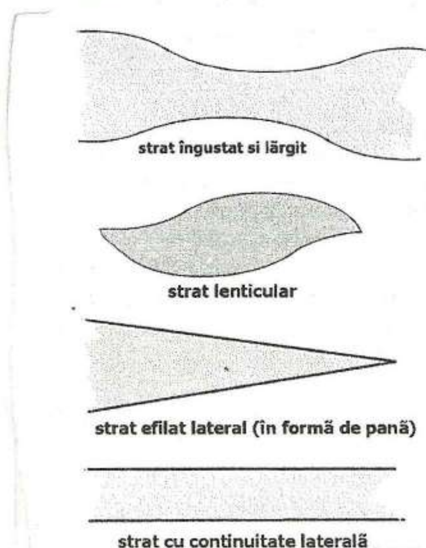


Fig. 2.3. Tipuri geometrice de strate în funcţie de continuitatea laterală.

Steno a fost şi un susţinător al originii organice a fosilelor, într-o perioadă în care natura anorganică a acestora se bucura de o mai mare popularitate. Pentru Steno prezenţa fosilelor în cadrul rocilor constituia un criteriu de ierarhizare cronologică. Astfel, el considera în mod corect că ardeziile (roci metamorfice) din Munţii Apenini antedatează apariţia vieţii pe Pământ, ele fiind lipsite de fosile, în timp ce rocile din dealurile subapeninice, în care fosilele erau abundente, marchează o epocă ulterioară Creaţiei. (Prin fosilele conţinute rocile respective aparţin erei Cenozoice).

Deşi Steno este autorul primei lucrări, publicate în 1669, în care fosilele sunt utilizate drept argumente ale istoriei Pământului, totuşi recunoaşterea mai largă a importanţei fosilelor pentru cronologia geologică s-a produs peste un secol şi jumătate, mai precis după 1815 când inginerul geodez William Smith (1769-1839) publica harta geologică a Angliei şi Ţării Galilor, la care adăuga câţiva ani mai târziu în textul explicativ al hărţii ilustraţia "celor mai caracteristice specimene (de fosile n.n.) din fiecare strat".

William Smith este astfel considerat drept autor al altor două principii fundamentale ale Stratigrafiei, **principiul succesiunii paleontologice** şi **principiul corelaţiei stratigrafice.** Primul dintre acestea postulează că stratele de roci sedimentare se deosebesc prin fosilele conţinute, acest fapt permiţând ierarhizarea cronologică a pachetelor de strate. Anterior lui Smith, naturalistul francez Georges Buffon (1707-1788), autor al unei monumentale "Istorii naturale" ("Histoire naturelle, générale et particulière"), al cărui prim volum publicat în 1749 este dedicat Pământului, a demonstrat în mod convingător originea organică a fosilelor, după Buffon naturaliştii ne mai contestând această realitate. Intr-un alt volum din seria "Istoriei naturale" intitulat "Epocile Naturii" (1778), Buffon a folosit fosilele în argumentarea unei cronologii a vieţii pe Pământ şi totodată a întregii istorii geologice.

Explicaţia ştiinţifică a succesiunii ireversibile a fosilelor în cadrul stratelor de roci sedimentare a fost dată de Charles Darwin (1809-1882) în teoria sa asupra evoluţiei organice, publicată în 1859 sub titlul "Originea speciilor prin selecţie naturală".

Demonstrarea practică, pentru prima dată, a utilităţii fosilelor în stabilirea cronologiei geologice relative revine însă lui Wiliam Smith, care, aşa cum arătam mai sus, a fost călăuzit în elaborarea hărţii geologice a unui mare teritoriu al Marii Britanii de fosilele conţinute în cadrul stratelor de roci sedimentare. Prin activităţile legate de elaborarea acestei hărţi, Smith a

[1] Excepţii ale acestei reguli sunt stratele depuse printr-un regim de transport deosebit de activ, aşa cum este transportul fluviatil in regiunile cu pantă accentuată, sau stratele formate pe un substrat înclinat, aşa cum este, cel al flancurilor unor recifi verticali . In majoritatea cazurilor, stratele înclinate datorează această poziţie unor cauze secundare, postdepoziţionale, aşa cum este deformarea plicativă datorată compresiunii tectonice.

remarcat că stratele se deosebesc prin tipurile de fosile, că fosilele au o semnificaţie cronologică permiţând caracterizarea pachetelor de strate aflate în succesiune stratigrafică şi totodată stabilirea unor raporturi de echivalenţă cronologică între stratele ce conţin aceleaşi fosile sau asociaţii asemănătoare, indiferent de localizarea lor geografică.

Observaţiile lui William Smith au condus la enunţarea principiilor *succesiunii paleontologice* şi al *corelaţiei stratigrafice*, pe care sunt fundamentate metodele de datare relativă şi de corelare stratigrafică.

In practica corelării stratigrafice, pe lângă fosile, pot fi utilizate şi alte caractere ale corpurilor litologice, de natură mineralogică, petrografică, geochimică sau geofizică, dovedite a fi relevante în argumentarea sincronismului de formare a unor depozite situate în zone geografice diferite.

Principiul cauzelor actuale

Acest principiu sintetizează concepţia filozofică a interpretării evoluţiei scoarţei terestre, cunoscută sub numele de **actualism**, susţinând totodată metodologia reconstituirii aspectelor calitative şi cantitative ale paleogeografiilor care s-au succedat în decursul istoriei geologice. Conform acestui principiu, în trecut, au acţionat asupra scoarţei terestre aceiaşi factori modelatori cunoscuţi şi în prezent.

Spre deosebire însă de varianta iniţială a acestei concepţii, denumită **uniformitarianism**, datorată naturalistului scoţian James Hutton (1727-1797), care susţinea că nimic nu s-a schimbat în acţiunea factorilor modelatori, de la formarea Pământului şi până în prezent iar acţiunea acestor factori este neîntreruptă şi uniformă, **actualismul** consideră evoluţia a însăşi factorilor modelatori, în ceea ce priveşte compoziţia, intensitatea cu care au acţionat în diferite perioade, admiţând de asemenea rolul avut în istoria geologică de "evenimentele catastrofice" (inundaţii de amploare datorate unor mari transgresiuni, vulcanism intens şi extensiv, impactul unor corpuri cosmice etc.), a căror importanţă era subapreciată in concepţia uniformitarianistă.

James Hutton este autorul a două aforisme care sintetizează concepţia uniformitarianistă: "Prezentul este cheia (descifrării) trecutului" şi "Nimic, doar timp, îi este necesar naturii pentru a forma rocile, relieful şi tot ce vedem azi pe suprafaţa Pământului".
Hutton, în urma observaţiilor făcute în Munţii din Nordul Scoţiei a lansat ideile uniformitarianismului, dar dezvoltarea acestor idei într-o teorie unitară, revine geologului de origine scoţiană Charles Lyell (1797-1875), autor al unui tratat fundamental pentru dezvoltarea Ştiinţelor Pământului, "Principiile de Geologie", apărut la Londra în 3 volume, între 1830 şi 1833. Prin susţinerea unei acţiuni îndelungate a factorilor modelatori, pentru a clădi şi reclădi "tot ce vedem azi la suprafaţă", uniformitarianismul contrazicea părerea foarte populară în epocă, a unei vechimi de numai câteva mii de ani a Pământului, părere susţinută de calculele arhiepiscopului irlandez James Ussher de la mijlocul sec. 17, bazate pe genealogia Sfinţilor din Biblie (vezi pag. 39). Pe de altă parte uniformitarianismul era însă advers unei alte teorii asupra istoriei geologice care se dezvolta, în acelaşi timp, teoria "catastrofistă", al cărei promotor a fost naturalistul francez Georges Cuvier (1769-1832).

Datele complexe şi aprofundate, care au fost adăugate cunoaşterii ştiinţifice, graţie perfecţionării metodelor şi echipamentelor de cercetare în decursul ultimului secol au confirmat din plin justeţea concepţiei actualiste.

Cunoaştem astăzi că spre deosebire de hidrosfera şi atmosfera cu caracter oxidant din prezent, cele două învelişuri ale scoarţei au avut un caracter primar anoxigenic, ceea ce a determinat o acţiune diferită a lor în trecutul geologic. Astfel, în condiţiile primare, dominante în prima parte a Precambrianului, procesele de alteraţie chimică au fost mult mai puţin dezvoltate faţă de prezent, intensitatea lor crescând odată cu acumularea progresivă a oxigenului în hidrosferă şi în atmosferă, drept rezultat al amplificării procesului de fotosinteză dezvoltat de primele microorganisme autotrofe (cianobacterii şi alge unicelulare). Totodată, în condiţiile de început ale Pământului, lipsit de un înveliş vegetal, intensitatea eroziunii a fost mult mai mare, decât după apariţia şi dezvoltarea vegetaţiei terestre în urmă cu cca. 400 milioane ani.

"Actualismul" în varianta sa modernă admite că o serie de conjuncturi fizico-chimice din trecut, generatoare ale unor anumite efecte, nu se mai întrunesc în prezent, reciproca fiind de asemenea valabilă: ambianţe din prezent fără un corespondent în trecut.

Astfel, poate fi explicată lipsa minetelor (depozite de oolite feruginoase), larg dezvoltate în Mezozoic, în special în Jurasicul mediu, în depozitele mai recente, ca şi absenţa în formaţiunile fosile a nodulilor de mangan, cunoscuţi în prezent pe fundul oceanelor.

3. SCARA TIMPULUI GEOLOGIC

Scara timpului geologic sintetizează cronologia geologică prin ierarhizarea în funcție de vârsta lor a rocilor din alcătuirea scoarței terestre..

Deoarece nicăieri în lume nu există o succesiune neîntreruptă a rocilor, de la cele mai vechi la cele mai noi, imaginea cronologiei Pământului, mai precis a scoarței terestre, s-a constituit, în mod sintetic, prin asamblarea teoretică a unor secvențe litologice, disparate geografic, a căror poziție în cadrul geocronologic global a fost stabilită în mod relativ (unele față de altele, în termeni de "mai vechi" sau "mai nou"), utilizând, pe de o parte, raporturile de superpoziție stratigrafică între secvențele adiacente, pe de altă parte, conținutul paleontologic al stratelor sedimentare care reflectă fenomenul ireversibil al evoluției biologice.

Reprezentarea sintetică a timpului geologic s-a constituit treptat, fără a se urmări un plan anume, începând cu mijlocul secolului al 18-lea, când s-au conturat primele încercări de ierarhizare cronologică a corpurilor litologice ce compun scoarța terestră.

La un secol după ce Nicolaus Steno afirmase *principiul superpoziției* și remarcase că ardeziile din Munții Apenini, lipsite de fosile, sunt mai vechi decât gresiile și marnele fosilifere, italianul Giovanni Arduino (1714-1795) și germanul Johann Lehman (1719-1767) au elaborat, în mod separat, aproape concomitent, sisteme de clasificare stratigrafică a rocilor din Nordul Italiei, respectiv din Vestul Germaniei pornind de la principalele caractere litologice și de la raporturile de superpoziție dintre categoriile distincte de roci (fig.3.1).

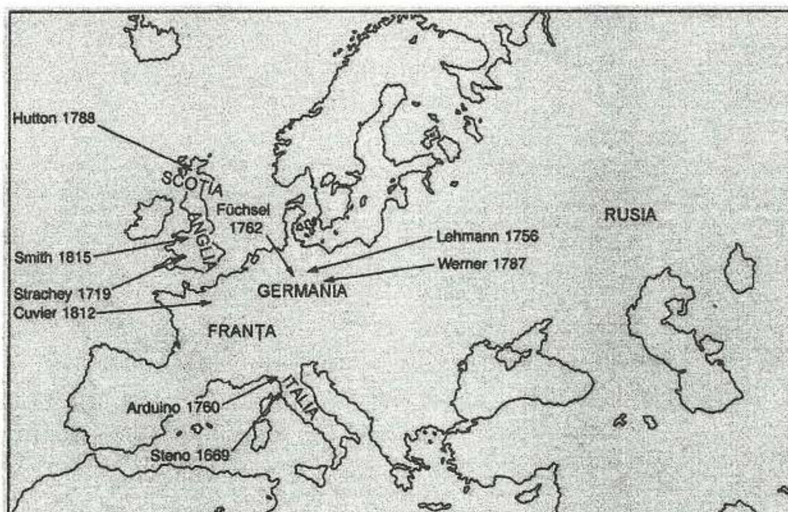


Fig.3.1.Regiunile Europei în care s-au desfașurat primele cercetări geologice-stratigrafice vizând cunoașterea vechimii Pământului și a cronologiei geologice.

Astfel, Arduino recunoștea patru categorii de "munți", în funcție de natura și vechimea lor: 1. **Munți primari**, formați din roci nefosilifere, ce includ zăcăminte metalifere; 2. **Munți secundari**, constituiți din roci stratificate, bine cimentate, fosilifere, lipsite de zăcăminte metalifere; 3. **Munți terțiari**, mai scunzi, alcătuiți din roci fosilifere, slab cimentate sau mobile: pietrișuri, nisipuri, argile și roci vulcanice asociate; 4. **Aluvium**, reprezentat prin cele mai noi depozite, formate din produsele de eroziune ale celor trei categorii anterioare.

Clasificarea lui Lehmann este asemănătoare clasificării lui Arduino, incluzând însă doar trei grupe de "munţi": 1. Munţi primari, compuşi din roci cristaline, fără fosile, în general nestratificate; 2. Munţi (secundari) formaţi din roci stratificate, fosilifere; 3. Munţi (terţiari) alcătuiţi din material neconsolidat, rezultat în urma unor "potopuri" şi din roci vulcanice.

Aceste prime încercări de clasificare stratigrafică a rocilor de la suprafaţa scoarţei, în pofida caracterului lor superficial şi empiric, au reprezentat începutul descifrării diviziunilor majore ale scării timpului geologic, fundamentând totodată conceptul de vârstă relativă în datarea stratigrafică. Deşi cu accepţiuni substanţial modificate faţă de sensul lor originar, denumirile de "primar" şi "secundar" au fost folosite până la începutul secolului XX, ca sinonime ale Erelor Paleozoic şi Mezozoic, în timp ce "terţiarul" din clasificarea lui Arduino continuă să fie utilizat şi în prezent, pentru desemnarea unitară a primelor două serii ale Erei Cenozoice, Paleogenul şi Neogenul.

Preocuparea pentru stabilirea ierarhiei cronologice a secvenţelor litologice locale s-a dezvoltat în decursul secolelor 19 şi 20, extinzându-se treptat şi în afara Europei – teritoriul unde s-au desfăşurat primele asemenea încercări. Drept urmare a cercetărilor stratigrafice, secvenţele locale au fost grupate în *unităţi stratigrafice*, definite prin caracterele litologice, paleontologice, prin vârsta lor relativă sau pe baza altor proprietăţi.

Reuniunile internaţionale ale stratigrafilor (prima dintre acestea a avut loc la Paris în anul 1878) au dezbătut etalonarea timpului geologic prin "secvenţe – standard" reprezentând

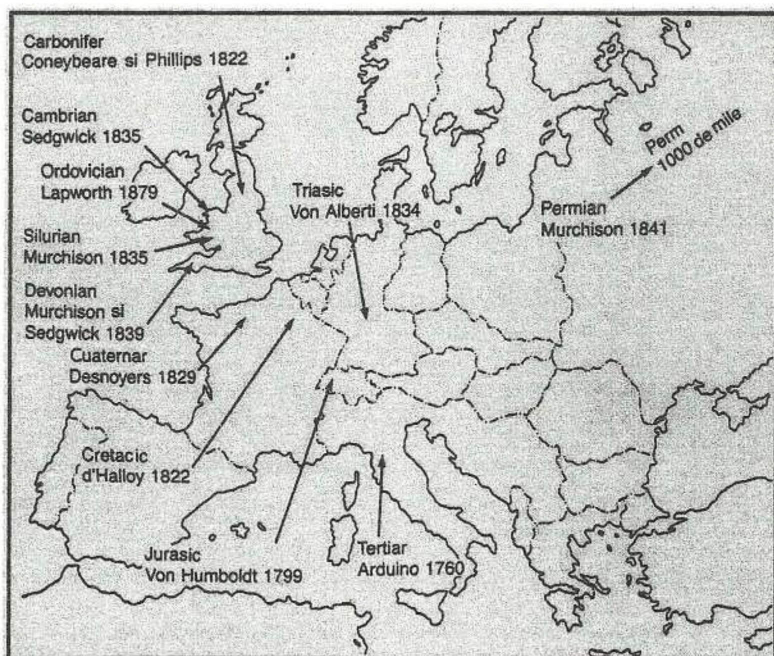


Fig. 3.2. Localizarea stratotipurilor internaţionale şi autorii lor.

succesiuni de strate care indiferent de situarea lor geografică ilustrează cel mai bine diferitele intervale ale istoriei geologice, fiind desemnate, ca atare, drept succesiuni de referinţă stratigrafică sau *secvenţe stratotipice* (fig. 3.2.).

Scara timpului geologic rezultată din juxtapunerea "secvenţelor - standard" disparate, de la cele mai vechi la cele mai noi, este o **scară cronostratigrafică** (numită abreviat *cronostratică*).

O importanță majoră în elaborarea acestei scări o prezintă definirea prin indicatori cronologici – cei mai reputați fiind fosilele – a **limitelor** dintre unitățile cronostratigrafice adiacente. Dezvoltarea metodei radiometrice de datare a rocilor a permis calibrarea în ani a limitelor dintre unitățile cronostratigrafice, scării cronostratice fiindu-i astfel alăturată **scara cronometrică**. Pe lângă importanța sa generală, scara cronometrică are una specială: cunoașterea mai exactă a cronologiei Precambrianului, în care, spre deosebire de Fanerozoic (diviziunea "vieții evidente", în care fosilele sunt în mod comun întâlnite), raritatea resturilor organice împiedică ierarhizarea corpurilor litologice pe baza conținutului paleontologic.

In Tabelul 3.1 este prezentată **scara timpului geologic**, care a fost realizată progresiv, prin convenție internațională. Atât componenta cronostratică (în privința definirii limitelor paleontologice dintre diviziunile sale), cât și cea cronometrică sunt perfectibile, susceptibile de a suferi modificări, în funcție de precizările și clarificările pe care cercetările viitoare le vor aduce. Diviziunile și subdiviziunile scării timpului geologic au valoare cronologică egală pe întreaga suprafață a Pământului, indiferent de compoziția particulară a secvențelor stratigrafice în diferite regiuni sau de absența în unele locuri a depozitelor corespunzătoare unor anumite intervale de timp.

Importanța scării timpului geologic este fundamentală pentru Geologie, oferind atât domeniilor cu caracter mai pronunțat teoretic, cât și celor direct aplicative, ale Geologiei economice, reperele cronologice necesare. Este ușor de înțeles că reconstituirea istoriei geologice, o istorie a evenimentelor complexe, de natură fizică, chimică, biologică, strâns corelate în desfășurarea lor, ar fi fost imposibilă fără sistemul de referință geocronologică, pe care îl reprezintă scara timpului geologic.

Eon	Era	Per. (Sist.)	Epoca (Serie)	Vârsta (Etaj)	Alte denumiri	Mil. ani	Faze tectogenetice	Cicl. tect.
FANEROZOIC	CENOZOIC	Cuaternar	Holocen			0.01		ALPIN
			Pleistocen	Calabrian	*Villafranchian*	1.81	valahă	
		Neogen	Pliocen	Gelasian		2.58		
				Plaisancian (Piacenzian)	*Romanian*	3.50	caucaziană	
				Zanclean	*Dacian*	5.30	rhodaniană	
			Miocen	Messinian	*Pontian* / *Me*	7.10	attică	
				Tortonian	*Pannonian*	11.2	moldavică	
				Serravalian	*Sarmatian*	14.8		
				Langhian	*Badenian*	16,4	stirică	
				Burdigalian	*Carpatian* / *Ottnangian* / *Eggenburgian*	20.5		
				Aquitanian (Acvitanian)	*Egerian*	23.8	savică	
		Paleogen	Oligocen	Chattian		28.5		
				Rupelian		33.7	pireneană	
			Eocen	Priabonian		37.0		
				Bartonian		41.3		
				Lutetian		49.0		
				Ypresian		55.0		
			Paleocen	Thanetian				
				Danian		65.5	laramică	
	MEZOZOIC	Cretacic	Superior	Maastrichtian	*Senonian*	71.3		
				Campanian		83.5	subhercinică	
				Santonian		86.0		
				Coniacian		89.0		
				Turonian		93.3		
				Cenomanian		99	austrică	
			Inferior	Albian		112		
				Aptian		121		
				Barremian		127		
				Hauterivian	*Neocomian*	132		
				Valanginian		136		
				Berriasian		142	neochimerică (yensheană, nevadiană)	
		Jurasic	Superior (Malm)	Tithonian		150		
				Kimmeridgian		154		
				Oxfordian		159		
			Mediu (Dogger)	Callovian		164		
				Bathonian		169		
				Bajocian		176		
				Aalenian		180		
			Inferior (Liasic)	Toarcian		189		
				Pliensbachian		195		
				Sinemurian		202		
				Hettangian		205	paleochimerrică	

FANEROZOIC	MEZOZOIC	Triasic	Superior	Rhetian	Keuper	205		ALPIN
				Norian		220		
				Carnian		224		
			Mediu	Ladinian	Muschel-Kalk	228		
				Anisian				
			Inferior	Olenekian	Buntsand-stein	240		
				Induan		250	pfalzică (palatină)	
	PALEOZOIC	Permian	Superior	Tatarian	Thuringian			HERCINIC (VARISC)
				Kazanian				
			Inferior	Kungurian	Saxonian	272	thuringiană	
				Artinskian	Autunian			
				Sakmarian		280	saalică	
				Asselian				
		Carbonifer	Superior (Silesian)	Gzhelian	Pennsylvanian	295		
				Kasimovian			asturică	
				Moscovian				
				Bashkirian		320		
				Serpukhovian	Mississipian	325	sudetă	
			Inferior (Dinantian)	Visean		345		
				Tournaisian		355	bretonă	
		Devonian	Superior	Famennian		370		
				Frasnian		375		
			Mediu	Givetian		380		
				Eiffelian		390		
			Inferior	Emsian		400		
				Pragian				
				Lochkovian		417	ardenică	
		Silurian	Superior	Pridolian		419		CALEDONIAN
				Ludlovian		425		
			Mediu	Wenlockian		430		
			Inferior	Llandoverian		435	taconică	
		Ordovician	Superior	Ashgilian				
				Caradocian		455		
			Mediu	Llandeilian				
				Llanvirnian		465		
			Inferior	Arenigian				
				Tremadocian		500	salairă (sardă)	
		Cambrian	Superior	Franconian				
				Dresbachian				
			Mediu	Mayaien				
				Amgaien		520	baikaliană	
			Inferior	Lenian				ASSYNTIC
				Atdanabian				
				Tommotian		540	assyntică (cadomiană)	

	Eon	Eră	Perioadă (Sistem)	Alte denumiri				
PRECAMBRIAN	PROTEROZOIC	Proterozoic superior	Neoproterozoic III	Vendian	Sinian	650		ASSYNTIC
			Cryogenian			850	dalslandiană (greenvilliană)	PROTEROZOIC
			Tonian			1000		
		Proterozoic mediu	Stenian	Riphean		1200		
			Ectasian			1400		
			Calymmian			1600	svecokarelică (hudsoniană)	
		Proterozoic inferior	Statherian			1800		
			Orosirian			2050		
			Rhyacian			2300		
			Siderian			2500	belomoriană (kennorenă)	
	ARHAIC s.l.	Arhaic superior		Arhaic s.str.		2800		ARHAIC
		Arhaic mediu				3200		
		Arhaic inferior				3600		
		Eoarhaic		Priscoan		4100		
						4650		

TABEL 3.1. SCARA CRONOMETRICĂ A TIMPULUI GEOLOGIC

4. CLASIFICAREA STRATIGRAFICĂ

Sub numele de "clasificare stratigrafică" sunt cuprinse o serie de activităţi necesare elaborării hărţilor geologice şi în general în corelarea stratigrafică.

Clasificarea stratigrafică urmăreşte gruparea corpurilor de roci, stratificate sau nestratificate, din alcătuirea scoarţei terestre în **unităţi stratigrafice**.

Unităţile stratigrafice sunt definite şi separate pe baza unor proprietăţi de natură diferită ale corpurilor de roci: litologice, paleontologice, geofizice sau legate de vârsta geologică, proprietăţi selectate în funcţie de scopul urmărit şi de relevanţa acestor proprietăţi în demonstrarea caracterului unitar al unor secvenţe stratigrafice.

Unităţile stratigrafice sunt definite iniţial în plan local, urmărindu-se apoi continuitatea laterală a proprietăţilor considerate, în funcţie de care este stabilită extensiunea spaţială a respectivei unităţi. Determinant în delimitarea unitătilor stratigrafice este tipul de contact stratigrafic cu unităţile adiacente (vezi pag. 37).

O unitate stratigrafică poate fi alcătuită dintr-un strat sau dintr-o secvenţă de strate sedimentare, indiferent de grosimea acestora, cărora le pot fi asociate sub formă de intercalaţii stratiforme sau de corpuri penetrante, roci magmatice sau metamorfice (în cazul asocierii într-o unitate stratigrafică a două sau mai multe categorii de roci - sedimentare, magmatice intruzive sau efuzive, metamorfice, Ghidul stratigrafic internaţional (1994) recomandă folosirea denumirii de complex).

In practica clasificării stratigrafice, cele mai utilizate categorii de unităţi sunt următoarele:

- **unităţi litostratigrafice**, separate pe baza proprietăţilor litologice: tipul petrografic, compoziţia mineralogică şi/sau geochimică, gradul de cimentare etc.;
- **unităţi biostratigrafice**, definite prin conţinutul paleontologic integral sau considerat selectiv (doar anumite grupe de organisme);
- **unităţi cronostratigrafice**, bazate pe vârsta depozitelor, stabilită fie în mod relativ, prin raporturile geometrice faţă de unităţile adiacente sau în funcţie de conţinutul în fosile, fie în mod absolut prin metode de datare numerică;
- **unităţi de polaritate magnetostratigrafică**, recunoscute pe baza schimbărilor succesive ale polarităţii magnetismului remanent fosil în cadrul corpurilor litologice.
- **unităţi delimitate de discordanţe,** care sunt separate pe baza contactelor de discordanţă care le delimitează la partea inferioară şi superioară faţă de corpurile de roci adiacente.

Alte categorii de unităţi stratigrafice pot fi stabilite în funcţie de scopul vizat al cercetărilor. Astfel, în prospecţiunile pentru diferite substanţe minerale, desfăşurate prin foraje sunt utilizate unităţile definite pe baza unor proprietăţi geofizice (electrice, seismice, radioactive). Entităţi stratigrafice pot fi definite de asemenea pe baza compoziţiei geochimice, în elemente majore sau minore, în compuşi ai acestora sau în izotopi stabili. Limitele unităţilor stratigrafice, definite în cadrul aceluiaşi corp litologic, pe baza unor caractere diferite, nu sunt totdeauna coincidente (fig. 4.1).

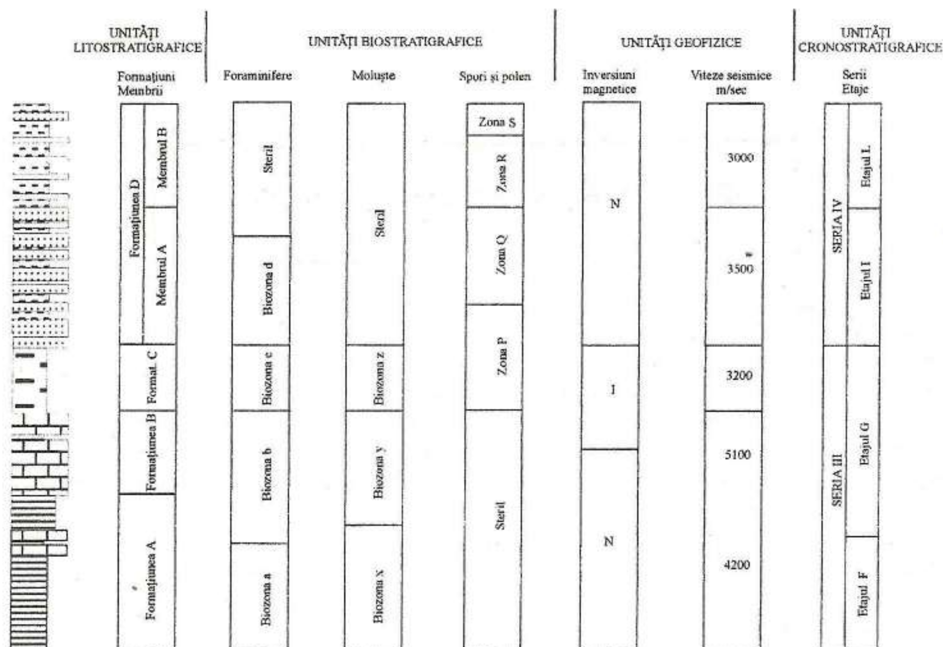


Fig. 4.1. Un model de clasificare a unei secțiuni stratigrafice pe baza unor proprietăți diferite. (din Salvador (editor), Ghidul stratigrafic internațional, ed. 1994).

4.1. Ordonarea stratigrafică

Sub numele de "ordonarea stratigrafică" sunt cuprinse o serie de activități legate de reconstituirea succesiunii primare a corpurilor litologice stratiforme, în cazul în care aceasta a fost modificată prin fenomene desfășurate ulterior formării lor. In mod comun forma orizontală, originală a păturilor de sedimente, care reflectă succesiunea cronologică a depunerilor, este afectată prin pocesele de cutare; în cazul cutelor răsturnate are loc o inversare a raporturile de superpoziție normală, stratele mai vechi fiind aparent mai noi și invers (fig. 4.2).

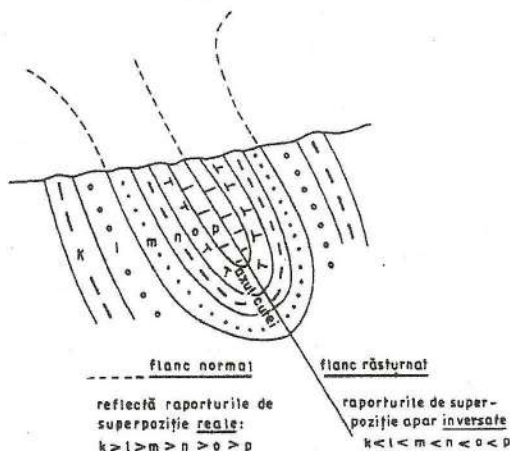


Fig.4.2. Cele două flancuri ale unei cute răsturnate relevă raporturi de superpoziție diferite pentru aceeași secvență.

Pentru reconstituirea poziției originale a stratelor sunt folosite o serie de criterii bazate pe structurile suprafețelor de strat sau a celor din interiorul stratelor de roci sedimentare, relevante în stabilirea părții inferioare, reale, a lor.

Dintre **structurile suprafețelor de strat** ("structuri externe") sunt utile pentru ordonarea stratigrafică "structurile erozionale", care pot fi de natură mecanică: urme lăsate pe suprafața sedimentelor de curenții subacvatici, de târârea (dragarea), rostogolirea sau saltația unor elemente solide, sau de natură

biotică: urme de deplasare, de nutriție, de repaos pe suprafața sedimentelor sau în interiorul acestora, lăsate de către organismele bentonice.

Relieful negativ (depresionar) format prin procese de natură mecanică sau biotică pe suprafața sedimentelor este umplut în cazul sedimentelor turbiditice, clastice, cu material grosier, în general arenitic, depus ulterior. Pe suprafața inferioară a stratului sedimentar adiacent suprafeței superioare a stratului anterior, pe care sunt marcate urmele de eroziune, apar atașate forme proeminente, în "relief" sau "pozitive", care devin astfel un indicator al părții inferioare a noului strat (fig. 4.3.).

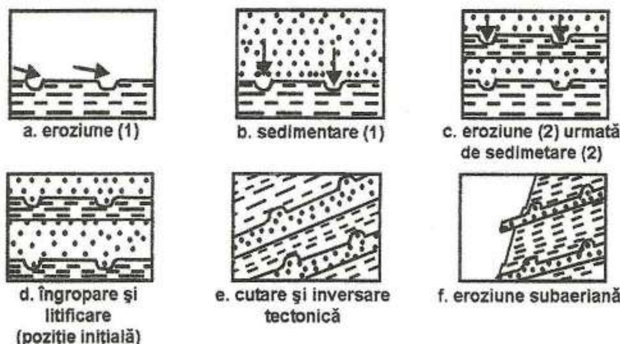


Fig. 4.3. Faze succesive în formarea reliefului de eroziune – indicator al părții inferioare a stratelor. Procesele de cutare pot afecta poziția structurilor primare creind o imagine falsă asupra raporturilor reale de superpoziție.

Asemenea structuri de eroziune se întâlnesc în mod comun, sub forma "mecanoglifelor" sau a "bioglifelor" la partea inferioară a stratelor clastice grosiere din baza microsecvențelor ritmice ce compun formațiunile turbiditice de tip fliș, reprezentând un criteriu principal în reconstituirea poziției normale a stratelor, cuprinse deseori în cadrul unor cute răsturnate.

Dintre **structurile interne** ale stratelor de roci sedimentare clastice sunt utilizate în scopul ordonării stratigrafice, *granoclasarea de tip normal* și *seturile cu laminație oblică* (fig. 4.4). **Granoclasarea normală** este caracteristică stratelor formate din particole clastice grosiere, ruditice sau arenitice, prin sedimentarea continuă sub control gravitațional a materialului dintr-un "curent de turbiditate"[1]. Categoriile granulometrice cu cele mai mari dimensiuni sunt astfel concentrate la baza stratelor, reprezentând deci un indicator al

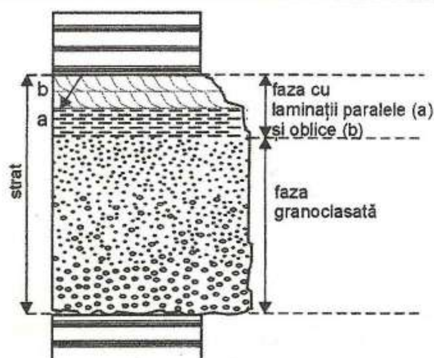


Fig. 4.4. Indicatori vectoriali ai părții inferioare a stratelor turbiditice: nivelele cu clastele cele mai grosiere din cadrul fazei granoclasate și seturile cu laminație oblică din faza pelitico-siltică superioară (convexitatea seturilor oblice indică partea inferioară a stratului).

[1] "Curenții de turbiditate" cuprind materialul clastic, grosier și fin, acumulat în zona taluzului continental al bazinelor oceanice în urma eroziunii și transportului materialului provenit din ariile sursă, aflate în exteriorul sau interiorul bazinului oceanic. In funcție de înclinarea taluzului și de gradul său de vâscozitate, acest material este menținut o perioadă într-un echilibru instabil pe pantă după care el alunecă, formând "curentul de turbiditate", a cărui sarcină solidă se depune, în ordinea corespunzătoare dimensiunilor granulometrice, rezultând astfel structurile granoclasate

acestora.

Laminele cu structură oblică se întâlnesc uneori în cadrul aceloraşi strate formate din material clastic, în porţiunea cu granulometrie mai fină, de la partea mediană sau superioară a stratelor depuse prin mecanismul curenţilor de turbiditate. Setul sau seturile cu lamine oblice corespund unor episoade din ciclul sedimentologic al unui turbidit în care materialul a fost depus în urma unui transport prin tracţiune, determinat de intensificarea periodică a regimului hidrodinamic la interfaţa apă/sediment şi nu prin depunere calmă, din suspensii care determină formarea seturilor cu laminaţie paralelă.

Partea convexă a laminelor oblice este îndreptată spre baza stratului, constituind un alt criteriu de reconstituire a poziţiei normale a stratelor cutate.

4.2. Descrierea principalelor tipuri de unităţi stratigrafice

A. Unităţi litostratigrafice

Unităţile litostratigrafice sunt corpuri de roci, stratificate sau nestratificate, definite prin caracterele litologice observabile în mod direct. Ele constituie principala categorie de unităţi stratigrafice recunoscute şi delimitate în activităţile de cartare geologică sau în clasificările stratigrafice realizate în foraje.

Ierarhia descrescătoare a principalelor tipuri de unităţi litostratigrafice formale (definite şi denumite conform regulilor internaţionale de clasificare şi nomenclatură stratigrafică) cuprinde: **Grupul, Formaţiunea, Membrul** şi **Stratul.**

Dintre acestea, **Formaţiunea** este unitatea litostratigrafică de bază, în funcţie de care sunt separate celelalte tipuri de unităţi litostratigrafice. O **formaţiune** este un corp litologic relativ omogen prin caracterele petrografice ale rocilor cuprinse, alcătuită dintr-un tip petrografic dominant sau prin asocierea unor roci cu proprietăţi asemănătoare, semnificând o relativă constanţă a factorilor sedimentologici in timpul formării secvenţei.

Formaţiunile pot cuprinde roci stratificate, sedimentare sau vulcanice (tufuri, lave) sau

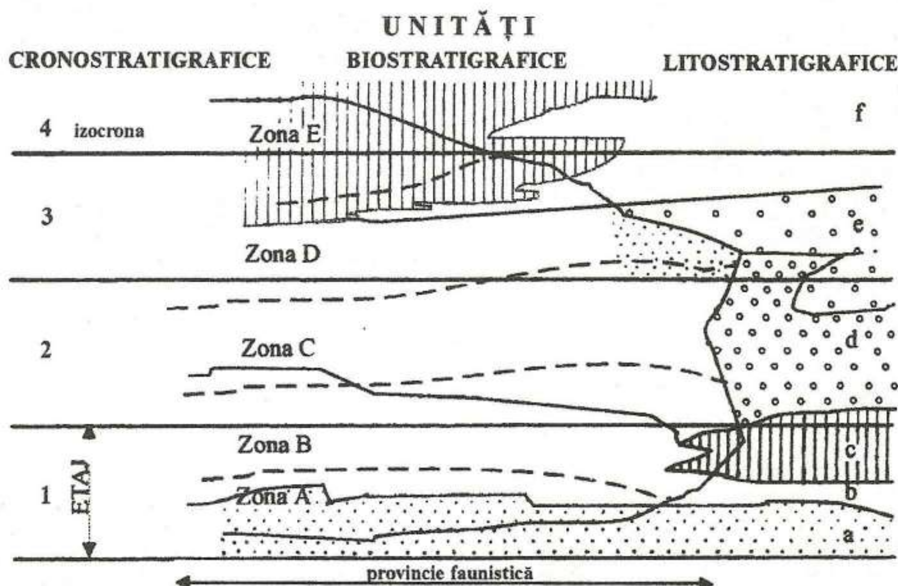


Fig. 4.5. Heterocronia spaţială a unităţilor litostratigrafice (a - f) şi biostratigrafice (A – E), planele izocrone ce separă unităţile cronostratigrafice (1 – 4) intersectând cele două tipuri de unităţi (din Pomerol et al., 1987).

roci nestratificate, inclusiv magmatice sau metamorfice. Grosimea nu reprezintă un element important în definirea unei formaţiuni, ea putând varia între mai puţin de un metru şi mii de metri, grosimea mare fiind caracteristică formaţiunilor generate în condiţii de subsidenţă şi continuitate sedimentologică.

In cadrul arealului ocupat limitele unei formaţiuni intersectează planurile izocrone, recunoscute prin corelarea cronostratigrafică (fig. 4.5).

Conform regulilor internaţionale, o formaţiune trebuie definită printr-o secţiune localizată, a cărei denumire geografică o preia şi care devine **stratotipul** său. De exemplu "Formatiunea (stratelor) de Sinaia" a fost denumită (de W. Teisseyre, în 1907) după oraşul de pe valea Prahovei unde succesiunea litostratigrafică corespunzătoare este bine deschisă.

Grupul este unitatea litostratigrafică de grad superior, alcătuită din două sau mai multe *formaţiuni* generate în condiţii de continuitate depoziţională şi care reflectă o serie de caractere litologice comune.

Membrul este o diviziune nominală, subordonată *formaţiunii*, şi care este separată pe baza caracterelor litologice particulare ale unor secvenţe din interiorul unei formaţiuni; aceste caractere conferă individualitate secvenţelor respective faţă de cele adiacente. De exemplu o succesiune de calcare dolomitice intercalată între calcare micritice, fin stratificate sau o secvenţă de roci pelitice într-o succesiune de roci clastice grosiere. Un **membru** este totdeauna o parte integrată *formaţiunii*, dar nu toate formaţiunile pot fi divizate în membri. Acesta este cazul multor formaţiuni cu proprietăţi litologice omogene pe întreaga lor grosime stratigrafică.

Stratul reprezintă cea mai mică unitate litostratigrafică, care poate fi constituită dintr-un singur strat sau dintr-o succesiune restrânsă de strate cu aceleaşi caractere litologice distinctive în cuprinsul unei unităţi litostratigrafice de grad superior. Un singur strat sau o succesiune de strate poate forma în funcţie de contextul litologic un *membru* sau chiar o *formaţiune*. In mod obişnuit numai stratele care prin litologia particulară, constantă în cuprinsul unui areal, putând fi folosite astfel drept repere regionale de corelare stratigrafică sunt denumite, reprezentă astfel unităţi litostratigrafice formale. De exemplu "tuful de Dej" reprezintă un "strat-reper" în cadrul Miocenului din Bazinul Transilvaniei. Asemenea "strate-reper" pot fi de asemenea reprezentate prin strate de cărbune, de silicolite (jasp, diatomit), de conlomerate şi în general de orice tip de rocă ale cărei caractere litologice, particulare în cadrul unei sevenţe stratigrafice, se menţin constante într-o regiune.

B. Unităţi biostratigrafice

Unităţile biostratigrafice sunt reprezentate prin strate individuale sau prin succesiuni de strate, formate în continuitate de sedimentare, care au un conţinut paleontologic caracteristic, distinctiv faţă de cel al stratelor adiacente. Unitatea fundamentală în clasificarea biostratigrafică este **biozona**; două sau mai multe biozone cu un conţinut în fosile asemănător (specii înrudite sau ansambluri de specii caracteristice unor ambianţe ecologice similare) pot fi grupate într-o **suprazonă**, după cum o biozonă poate fi divizată în **subzone.**

Termenul de **biozonă** reprezintă forma prescurtată, a denumirii de **zonă biostratigrafică**. Prefixul "bio" trebuie folosit înaintea cuvântului "zonă" pentru a face distincţia faţă de alte tipuri de unităţi stratigrafice, denumite generic "zone".

Prin **clasificarea biostratigrafică** se urmăreşte divizarea sistematică şi organizarea secţiunilor stratigrafice locale în unităţi nominale definite prin numele taxonului sau taxonilor caracteristici din cadrul unor ansambluri paleontologice. Intervalele lipsite de fosile în cadrul secvenţelor de strate nu au individualitate biostratigrafică proprie, poziţia lor fiind determinată în funcţie de biozonele nominale între care acestea sunt cuprinse.

O biozonă este definită prin limitele sale, inferioară şi superioară, care marchează schimbări semnificative ale conţinutului în fosile. Asemenea schimbări pot fi reprezentate prin nivelul primei sau ultimei apariţii a unui taxon (specie, gen) sau a unei asociaţii de taxoni, prin modificarea frecvenţei anumitor taxoni, prin schimbarea unor caractere diagnostice ale fosilelor implicate (sensul de înrulare al testului foraminiferelor, numărul septelor la corali etc). O asemenea limită marcată prin discontinuităţi de natură paleobiologică constituie un *bioorizont*, fiecare biozonă fiind astfel delimitată printr-un bioorizont inferior şi altul superior.

Importanţa fosilelor în clasificarea biostratigrafică este diferită. In funcţie de acest aspect fosilele sunt împărţite în "**fosile caracteristice**", care sunt cele mai utile pentru realizarea biozonărilor şi a corelaţiilor biostratigrafice şi, respectiv, "**fosile de facies**", a căror valoarea biostratigrafică este mai restrânsă datorită dependenţei organismelor respective faţă de anumiţi parametri ai mediilor ecologice.

In practica activităţilor de clasificare biostratigrafică sunt utilizate proceduri diferite, în funcţie de particularităţile contextului paleontologic al secvenţelor stratigrafice. Cele mai folosite tipuri de biozone sunt următoarele: biozona de extensiune, de interval, de asociere şi de abundenţă. Aceste tipuri de biozone nu au semnificaţie ierarhică, acelaşi interval stratigrafic putând fi divizat în tipuri diferite de biozone, în funcţie de conţinutul paleontologic specific al respectivelor secvenţe stratigrafice.

a. Biozona de extensiune ("range zone", engl.) corespunde intervalului stratigrafic al unui fosil sau al unei asociaţii de fosile. Noţiunea de "extensiune" (range) are atât un sens vertical sau cronologic, cât şi unul orizontal sau spaţial. In funcţie de modalitatea folosită în definirea biozonelor de extensiune se disting biozone de extensiune a unui taxon (taxon-range zone, engl.) şi biozone de extensiune concurentă (concurrent-range zone, engl.).

- Biozona de extensiune a unui taxon (fig. 4.6[1]) este reprezentată prin grupul de strate corespunzător extensiunii verticale şi orizontale, a unui anumit taxon (specie, gen, familie etc.) obţinută prin însumarea tuturor ocurenţelor sale în cadrul secţiunilor locale.

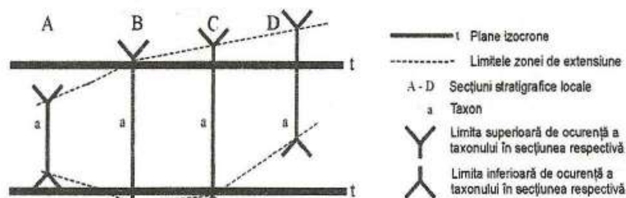


Fig. 4.6. Biozona de extensiune a unui singur taxon.

- Biozona de extensiune concurentă (fig. 4.7) corespunde corpului de strate care include intervalul prezenţei concurente (simultane) a doi taxoni selectaţi din ansamblul total al

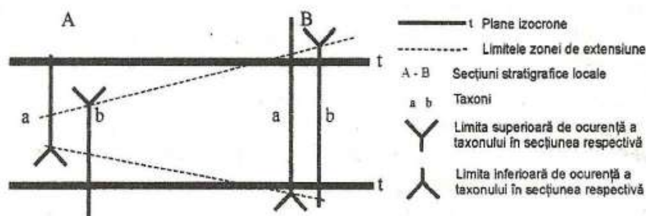


Fig. 4.7. Biozona de extensiune concurentă.

[1] Fig. 4.6. – 4.11 sunt preluate din Ghidul Stratigrafic internaţional, 1994 (Editor A. Salvador)

fosilelor conținute. Biozona de extensiune concurentă poartă numele ambilor taxoni care o definesc prin concurență, de exemplu, biozona de extensiune concurentă *Globigerina nephentes / Globorotalia siakensis* caracteristică părții superiore a Miocenului mediu.

b. Biozona de interval ("interval zone", engl.) (fig. 4.8. A și B) corespunde unui grup de strate fosilifere cuprins între două bioorizonturi bine definite. Intervalele lipsite de fosile dintre două bioorizonturi nu sunt considerate biozone de interval. Partea inferioară sau superioară a unei zone de interval poate fi marcată prin nivelul primei sau ultimei apariții a unui taxon în oricare dintre secțiunile stratigrafice locale din arealul corespunzător sau prin orice alt caracter utilizat în general în definirea bioorizonturilor.

Biozonele de interval pot fi definite ca secțiuni stratigrafice cuprinse între ultimele apariții a doi taxoni cu extensiuni decalate, dar parțial suprapuse (Fig. 4.8. B). Acest tip de biozonă de interval este denumit "biozona ocurenței celei mai de sus" ("highest-ocurence zone").

Denumirea unei biozone de interval poate deriva din numele bioorizonturilor de limită, de exemplu, în cazul biozonei de interval *Globigerinoides sicanus – Orbulina suturalis*, bioorizontul marcat de apariția speciei *G. sicanus* corespunde limitei inferioare iar cel definit, prin ultima apariție a speciei *O. suturalis*, corespunde limitei superioare a acestei biozone.

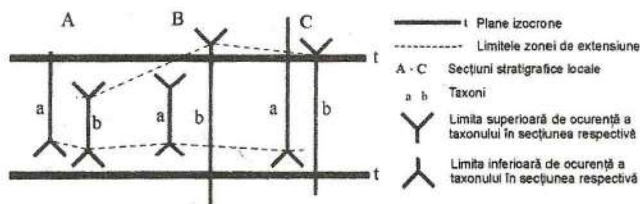


Fig. 4.8A. Biozona de interval.

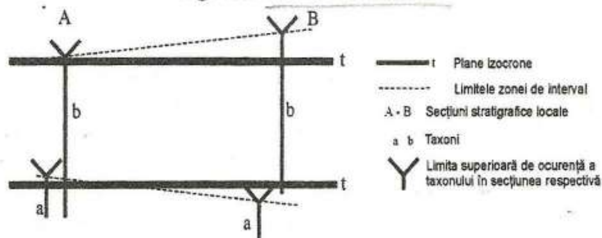


Fig. 4.8B. Biozona de interval a ocurenței "celei mai de sus".

c. Biozona de asociere ("assemblage zone", engl.) (fig.4.9) este reprezentată printr-un ansamblu format din trei sau mai multi taxoni, care împreună definesc, din punct de vedere biostratigrafic, un anumit corp de strate, particularizându-l față de stratele adiacente. O biozonă de asociere poate fi desemnată pe baza oricăruia dintre taxonii incluși într-un anumit interval stratigrafic sau pe baza unor anumiți taxoni selectați din asociația paleontologică globală, de exemplu fie doar din cadrul florei, fie doar al faunei sau, în ultimul caz, doar din asociația de foraminifere, de amoniți sau de ostracode. Prin includerea unor grupe diferite de organisme, concurente în cadrul aceluiași biotop sau provenind din biotopuri apropiate, biozonele de asociere au și o semnificație paleoecologică.

Numele unei biozone de asociere este dat de unul sau cel mult doi dintre taxonii caracteristici care au fost considerați în definirea biozonei respective.

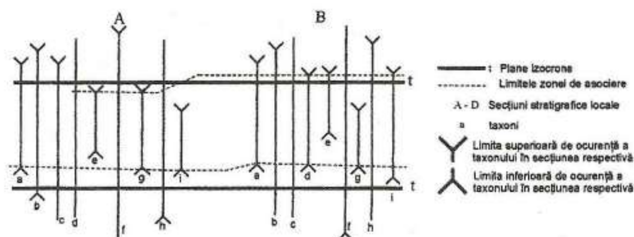


Fig. 4.9. Biozona de asociere.

d. Biozona de abundență ("abundance" / "acme"/"peak-zone") (fig.4.10) corespunde stratului sau grupului de strate în care frecvența sau "abundența" unui anumit taxon sau a unui anumit grup de taxoni este, în mod semnificativ, mai mare decât în cadrul părților adiacente ale secțiunii stratigrafice. Frecvența mai mare a unui taxon sau a unui grup de taxoni poate avea diverse cauze, legate de evoluția biologică, de condițiile ecologice, de procesele depoziționale sau postdepoziționale. Poziția stratigrafică a intervalului "de abundență" poate varia între diferite secțiuni locale, putând să apară la diferite nivele în cadrul intervalului stratigrafic al taxonului sau taxonilor considerați.

Datorită acestui fapt zonele de abundență au doar o utilitate locală. O biozonă de abundență este denumită după numele taxonului sau a taxonilor a căror frecvență, semnificativ mai mare decât a altora, permite individualizarea biozonei respective.

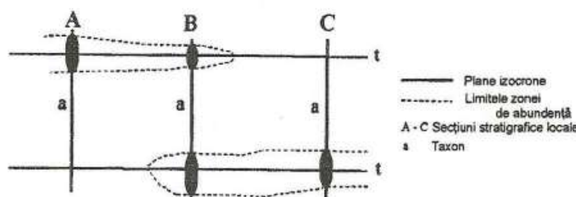


Fig. 4.10. Biozona de abundență.

e. Biozona de filiație ("lineage zone") (fig.4.11) este reprezentată printr-un grup de strate în care sunt cuprinși taxoni înrudiți, ilustrând astfel un segment al unei linii filogenetice. Biozona de filiație se distinge față de celelalte tipuri de biozone bazate în general pe extensiunea unor taxoni disparați, prin faptul că reclamă asigurarea cât mai obiectivă a legăturii de înrudire existentă între taxonii succesivi. Biozona de filiație are o semnificație cronostratigrafică mai mare decât celelalte biozone, putând fi interpretată drept o cronozonă. Totuși "*biozona de filiație*" se distinge de *cronozonă* prin aceea că este limitată spațial doar la teritoriul în care segmentul evolutiv pe baza căruia a fost definită este prezent, neincluzând deci alte corpuri litologice formate în intervalul de timp corespunzător biozonei respective,

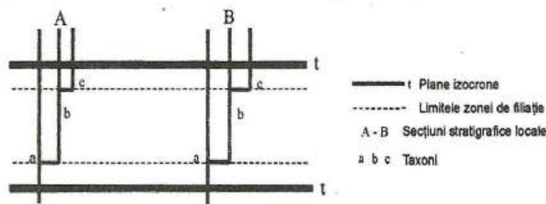


Fig. 4.11. Biozona de filiație.

dar în care elementele segmentului evolutiv lipsesc. Denumirea unei biozone de filiație este determinată de taxonul al cărui interval de ocurență, total sau parțial, este reprezentat.

C. Unități cronostratigrafice

Unitățile cronostratigrafice sunt corpuri de roci, stratificate sau nestratificate, definite și delimitate în funcție de vârsta lor geologică. Unitățile timpului geologic în decursul cărora s-au format unitățile cronostratigrafice sunt numite **unități geocronologice**.

O unitate cronostratigrafică este reprezentată prin toate rocile formate pe întreaga suprafață a Pământului într-un anumit interval de timp. Toate unitățile cronostratigrafice sunt delimitate prin plane izocrone la scara întregului Pământ, numite *orizonturi cronostratigrafice* (*crono-orizonturi*), în mod teoretic fără grosime. Mărimea relativă a unităților în ierarhia cronostratigrafică este funcție de durata intervalului de timp corespunzător și nu depinde de grosimea rocilor formate în respectivul interval.

Ierarhia descrescătoare a unităților cronostratigrafice (unități materiale) și corespondența lor în unități geocronologice (unități abstracte, de timp) este prezentată în tabelul de mai jos:

UNITATI CRONOSTRATIGRAFICE	UNITATI GEOCRONOLOGICE
Eonothem	**Eon**
Erathem	**Eră**
Sistem[1]	**Perioadă**[1]
Serie[1]	**Epocă**[1]
Etaj[1]	**Vârstă**[1]
Subetaj	**Subvârstă**

[1]Aceste unități admit subdiviziuni sau supradiviziuni introduse prin prefixele"sub" sau "supra"

Poziția în cadrul unităților cronostratigrafice este exprimată prin adjective indicative: *bazal, inferior, mediu, superior, terminal* iar în cazul unităților geocronologice sunt folosite adjective indicând timpul: *timpuriu, mediu, târziu, final.*

Etajul reprezintă unitatea de bază în clasificarea cronostratigrafică care susține cel mai bine scopul principal al sistematizării cronostratigrafice - corelarea intraregională. Durata celor mai multe etaje este cuprinsă între 2 și 10 milioane de ani. Limitele unui etaj corespund în general unor evenimente paleobiologice cu largă dezvoltare regională.

Seria este diviziunea principală a *sistemului*; de obicei, dar nu totdeauna, o serie este divizată în *etaje*. Cele mai multe *sisteme* sunt divizate în trei *serii*, dar numărul acestor diviziuni variază în cadrul scării globale a timpului geologic între două și șase. Durata majorității seriilor este cuprinsă între 13 și 35 de milioane de ani, iar cea a sistemelor din Fanerozoic între 30 și 80 milioane de ani, cu excepția Cuaternarului a cărui durată este de 2 milioane de ani.

Erathemul ("depozitul unei ere") este cea mai mare unitate cronostratigrafică formală, cuprinzând mai multe sisteme. Erathemii Fanerozoicului au fost denumiți în funcție de caracteristicile majore ale ansamblurilor de faună: *Paleozoic* - "faune vechi", *Mezozoic* - "faune intermediare" și *Cenozoic* -"faune moderne".

Eonothemul este unitatea cronostratigrafică superioară, informală (nedefinită printr-o secțiune locală de referință stratigrafică). Un eonothem este reprezentat prin depozitele formate în decursul unui **eon**, a căror grosime, la fel ca și în cazul celorlalte unități cronostratigrafice, diferă foarte mult de la o regiune la alta. In funcție de gradul acordat celor două mari diviziuni ale timpului Precambrian: Arhaic și Proterozoic, de **eon** sau de **eră**, istoria geologică cuprinde trei eoni: Arhaic, Proterozoic și Fanerozoic sau doar doi eoni -

Precambrian şi Fanerozoic, în cazul în care celor două diviziuni majore ale Precambrianului li se acordă rangul de eră.

Prin convenţia internaţională, unităţile cronostratigrafice au aceleaşi denumiri ca şi unităţile geocronologice corespondente.

Etajul, **Seria** şi **Sistemul**, precum şi diviziunile din interiorul acestor unităţi sunt definite prin *secţiuni-tip* localizate sau *stratotipuri*, inclusiv prin stratotipuri ai limitelor stratigrafice. Numele geografic al secţiunilor-tip este de regulă preluat în denumirea acestor unităţi cronostratigrafice.

Deşi toate categoriile de unităţi stratigrafice sunt utile pentru diferitele scopuri urmărite prin clasificarea stratigrafică în cadrul unui anumit areal, unităţile cronostratigrafice, definite pe baza vârstelor geologice, sunt singurele care pot fi separate prin limite de egală valoare cronologică, la scara întregului Pământ. Unităţile cronostratigrafice fundamentează astfel reconstituirea istoriei geologice.

D. Unităţi de polaritate magnetostratigrafică

Unităţile de polaritate magnetostratigrafică sunt reprezentate prin corpuri de roci caracterizate prin anumite proprietăţi magnetice, inclusiv prin orientarea sau polaritatea magnetică, care le diferenţiază faţă de corpurile de roci adiacente.

Clasificarea magnetostratigrafică urmăreşte organizarea rocilor din alcătuirea scoarţei terestre în unităţi omogene din punct de vedere magnetic, stabilite pe baza măsurătorilor asupra unor proprietăţi magnetice, aşa cum sunt susceptibilitatea magnetică, intensitatea şi orientarea magnetismului remanent natural. Aceste proprietăţi au fost determinate de

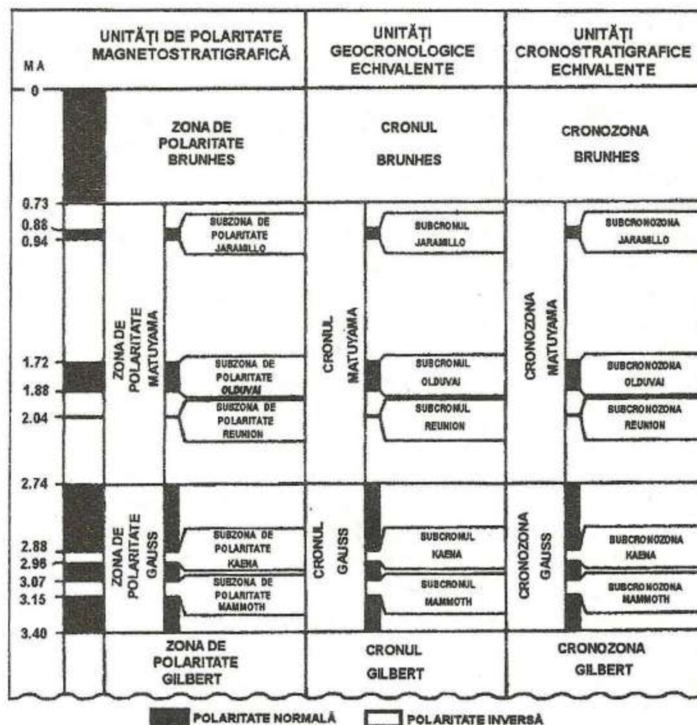


Fig. 4.12. Corespondenţa unităţilor de polaritate magnetostratigrafică cu cele geocronologice şi cronostratigrafice pentru ultimii 3,4 milioane de ani.

fluctuațiile sau "inversiunile" de polaritatea ale câmpului magnetic al Pământului în decursul istoriei geologice.

Unitatea magnetostratigrafică de bază este **zona de polaritate magnetostratigrafică**. Zonele de polaritate magnetostratigrafică pot consta fie din corpuri de roci cu polaritate omogenă în întreg cuprinsul lor, sau din corpuri de roci ce relevă alternanța unor episoade cu polaritate diferită, de tip "normal"și "invers". Terminologia folosită pentru unitățile de polaritate magnetostratigrafică este prezentată în fig. 4.12.

Zonele de polaritate magnetostratigrafică fiind definite pe baza orientării câmpului geomagnetic, ale cărui efecte se reflectă în mod egal asupra întregului Pământ, sunt sincrone la scară globală. Evidențierea sincronismului zonelor de polaritate este însă condiționată de datarea cantitativă, prin metoda radiometrică, a limitelor zonelor recunoscute.

E. Unități delimitate de discordanțe

Acestea sunt unități ce pot fi constituite din orice categorie de roci, sedimentare, magmatice sau metamorfice, inclusiv din asociații ale acestora, care sunt încadrate la partea inferioară și superioară de discordanțe majore, ce pot fi cartografiate în cadrul unui areal geografic.

Acest tip de unități este ilustrativ pentru evoluția geologică a unei regiuni, planurile de discordanță care le delimitează marcând evenimente orogenice, cicluri epirogenice și faze asociate acestor cicluri, de schimbări eustatice ale nivelului mării. Discordanțele ce delimitează corpuri litologice au fost, de altfel utilizate drept criteriu de separare al multora dintre primele unități stratigrafice, iar multe dintre sistemele din cadrul actualei scări cronostratigrafice globale sunt la origine unități delimitate de discordanțe.

Unitățile delimitate de discordanțe pot include orice număr de alte tipuri de unități stratigrafice (litostratigrafice, biostratigrafice, cronostratigrafice, magnetostratigrafice, etc.) atât în succesiune verticală cât și orizontală (fig. 4.13).

Unitatea de bază în categoria unităților delimitate de discordanțe este **sinthemul** (prin alăturarea a două cuvinte din limba greacă: *syn* – împreună și *them* –depozit). Un sinthem poate fi divizat atunci când este necesar în **subsinthemi** sau doi sau mai mulți sinthemi pot fi grupați într- un **supersinthem**.

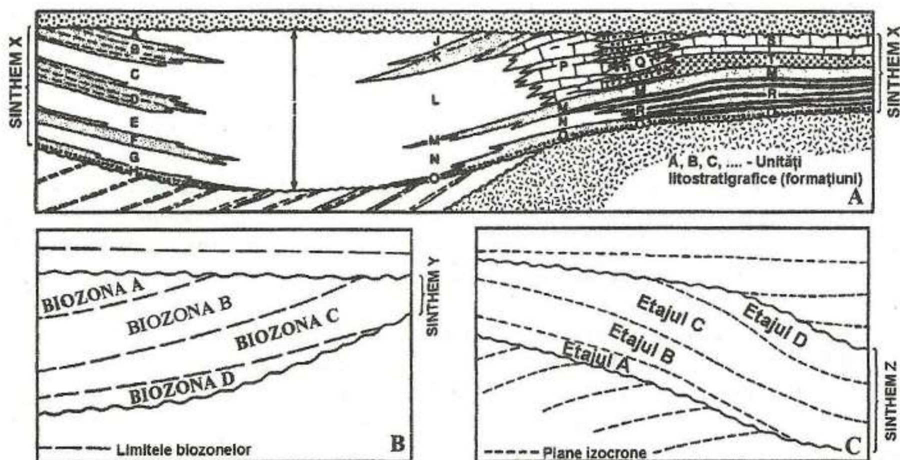


Fig. 4.13. Relația unităților delimitate de discordanțe cu alte categorii de unități stratigrafice incluse: A – unități litostratigrafice; B – unități biostratigrafice; C – unități cronostratigrafice.

4.3. Stratotipuri şi localităţi-tip

Conceptul clasificării stratigrafice este bazat pe proprietăţi ale corpurilor de roci recunoscute în cadrul unor secţiuni locale, în aflorimente sau în foraje. In scopul urmăririi continuităţii laterale a proprietăţilor prin care este definită o unitate stratigrafică în extensiunea sa spaţială este necesară stabilirea unei secţiuni de referinţă stratigrafică, faţă de care sunt comparate sau corelate alte secţiuni locale. Secţiunea desemnată drept secţiune de referinţă a unei unităţi stratigrafice reprezintă **stratotipul** respectivei unităţi, iar locul său – **localitatea-tip**.

Stabilirea unor stratotipuri care să corespundă cât mai bine obiectivelor urmărite prin clasificarea stratigrafică reclamă o bună cunoaştere a proprietăţilor corpurilor litologice în cadrul tuturor secţiunilor din arealul unei anumite unităţi stratigrafice.

Pentru diferitele tipuri de unităţi stratigrafice, în special pentru unităţile litostratigrafice şi cele cronostratigrafice formale (= unităţi definite şi denumite în acord cu regulile unui sistem convenţional internaţional de clasificare şi nomenclatură stratigrafică) sunt stabilite atât **stratotipul de unitate stratigrafică**, cât şi **stratotipurile de limită**, superioară şi inferioară ale respectivei unităţi (fig. 4.14).

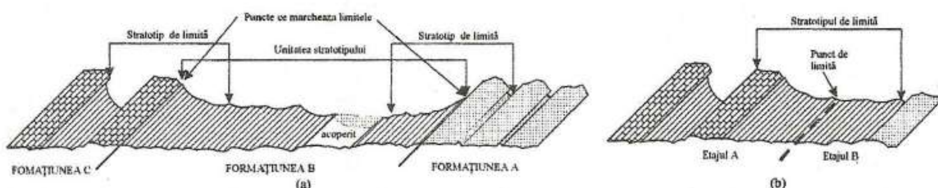


Fig. 4.14. a – Unitatea stratotipului şi stratotipul de limită pentru o unitate litostratigrafică (Formaţiunea B). b – stratotipul de limită pentru o unitate cronostratigrafică. Limita superioară a etajului A coincide cu limita inferioară a etajului B.

Stratotipul de unitate stratigrafică este secţiunea-tip a unei unităţi stratiforme care serveşte drept standard de referinţă pentru definirea respectivei unităţi. In mod ideal, secţiunea-tip trebuie să cuprindă întreaga succesiune stratigrafică a unităţii respective, lipsită de lacune, deci formată în condiţii de continuitate depoziţională; ambele limite se cer a fi bine precizate. Comisia internaţională de Stratigrafie recomandă de asemenea îndeplinirea următoarelor cerinţe, în special în cazul stratotipurilor de unităţi cronostratigrafice formale: - evitarea regiunilor cu complicaţii tectonice care îngreunează urmărirea succesiunilor stratigrafice complete, reclamând astfel desemnarea unor stratotipuri parţiale sau complementare în alte regiuni; - localităţile stratotipice să fie situate în zone accesibile tuturor cercetătorilor, atât din punct de vedere fizic-geografic, cât şi politic-administrativ (zone lipsite de conflicte politice perene, care să nu restricţioneze accesul). De regulă stratotipurile sunt desemnate în deschideri naturale sau create în cariere. Atunci când lipsesc în aflorimente, secţiunile stratotipice pot fi desemnate şi în subteran, condiţionat de existenţa unei documentaţii cuprinzătoare, constând din eşantioane de carotaj mecanic, prelevate în continuitate, diagrafii geofizice concludente pe întreaga coloană litostratigrafică a stratotipului propus.

Stratotipul de limită este reprezentat printr-o secvenţă de strate în care un anumit nivel este selectat pentru a servi drept standard în definirea unei limite stratigrafice (fig. 4.14b). Este recomandat ca un stratotip de limită să fie marcat în teren (cu vopsea sau alţi indicatori). Limitele trebuie descrise detaliat atât prin poziţia geografică, cât şi prin alcătuirea geologică, în vederea recunoaşterii sale în teren cu uşurinţă.

Localitatea-tip. Localitatea-tip a unei unităţi stratiforme sau a limitei dintre două unităţi adiacente este acea localitate în care este situat stratotipul total al unităţii respective sau

stratotipul de limită. Diferența între *localitatea-tip* și *stratotip* este aceea că prima se referă la o localitate geografică, iar stratotipul la o secțiune stratigrafică.

In cazul unităților nestratiforme, formate din roci magmatice sau metamorfice, localitatea-tip este locul geografic unde unitatea respectivă a fost definită și denumită.

Terminologia utilizată în cazul stratotipurilor unităților stratiforme, recomandată de forul stratigrafic internațional este următoarea:

- Holostratotip: stratotipul original, desemnat de primul autor care a definit o unitate stratigrafică sau o limită.
- Parastratotip: un stratotip suplimentar utilizat de către primul autor pentru completarea definiției originale a holostratotipului.
- Lectostratotip: un stratotip desemnat ulterior în absența unui stratotip original, definit în mod corespunzător recomandărilor internaționale.
- Neostratotip: un nou stratotip desemnat pentru a înlocui un vechi stratotip, distrus (prin eroziune, exploatare), acoperit de vegetație sau devenit inaccesibil.
- Hipostratotip: un stratotip propus după desemnarea originală a unui holostratotip sau parastratotip în scopul completării cunoașterii unei unități sau a unei limite cu date din alte zone ale arealului unității respective. Hipostratotipul este denumit și "secțiune de referință secundară sau auxiliară". El este totdeauna subordonat holostratotipului.

4.4. Contacte stratigrafice

Unitățile care compun succesiunile stratigrafice deschise la suprafață sau din subteran sunt separate între ele prin contacte, care pot fi plane orizontale, paralele cu stratificația unităților adiacente sau suprafețe neregulate. Aspectele morfologice ale contactelor stratigrafice sunt determinate de continuitatea sau discontinuitatea depozițională la limita dintre unitățile litologice. Contactul dintre două unități dezvoltate în condiții de continuitate depozițională este numit contact de **concordanță stratigrafică**, iar contactul dintre unitățile separate prin întreruperi ale proceselor de formare, care implică totdeauna o lacună sau un hiatus, este numit contact de **discordanță stratigrafică**. In funcție de aceste două tipuri de contacte, unitățile stratigrafice adiacente sunt denumite **concordante** sau **discordante.**

Contactul de concordanță este marcat prin plane paralele de stratificație între cele două corpuri litologice adiacente. Acest tip de contact semnifică o schimbare bruscă a unor factori fizici și chimici depoziționali, fără ca această schimbare să determine o discontinuitate sedimentologică de durată, deci fără ca între unitățile aflate în contact să se interpună un hiatus cuantificabil. Contactul de concordanță poate fi realizat prin tranziție gradată, marcată prin trecerea continuă, progresivă între tipuri litologice distincte sau prin alternanța termenilor în zona de contact (fig. 4.15).

Contactul de discordanță prezintă aspecte mai variate ale suprafețelor ce separă cele două unități adiacente semnificând întreruperea proceselor de acumulare a depozitelor, implicit o lacună stratigrafică, a cărei durată poate fi stabilită prin metode de datare.

Contactul discordant poate fi de mai multe tipuri: **falsă concordanță** (discordanță paralelă = *paraconformity*, engl.), **discordanță de eroziune** (*disconformity*, engl.), **discordanță unghiulară** (*angular*

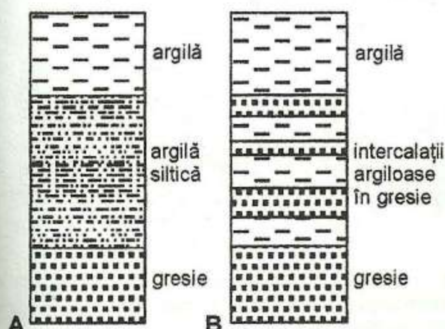


Fig. 4.15. Tipuri de contacte verticale concordante. A – concordanță prin tranziție litologică continuă; B – concordanță prin alternanța termenilor litologici.

unconformity, engl.) şi **discordanţă de acoperire** (*nonconformity*, engl.)

• **Discordanţa paralelă** sau "falsa concordanţă" este o discordanţă discretă care de cele mai multe ori nu este sesizată în teren, contactul dintre unităţile litologice suprapuse fiind ca şi în cazul raportului de concordanţă, un plan de stratificaţie, paralel cu stratele unităţii acoperite şi a celei acoperitoare. Acest tip de contact nu este marcat prin semne evidente de eroziune sau de orice altă evidenţă fizică a discontinuităţii sedimentologice (fig. 4.16 a). Discordanţa paralelă este recunoscută prin identificarea intervalului cronostratigrafic absent, de obicei pe baza analizei biostratigrafice.

• **Discordanţa de eroziune** nu afectează paralelismul stratelor celor două unităţi adiacente, dar contactul dintre ele este marcat printr-o suprafaţă neregulată produsă prin procesele de eroziune care au avut loc după întreruperea sedimentării (fig. 4.16 b).

Suprafaţa de contact poate fi marcată prin pături de sol fosil sau cruste de alteraţie subaeriană atunci când întreruperea procesului de acumulare a fost determinată de mişcări de ridicare a substratului şi trecerea de la un mediu depoziţional marin la unul continental. In cazul sedimentelor marine, discordanţa de eroziune poate fi cauzată de rata mai mare a eroziunii exercitate de curenţii de fund, comparativ cu viteza de acumulare a sedimentelor; în asemenea cazuri la suprafaţa sedimentelor supuse eroziunii curenţilor se pot forma duricruste sau "cruste întărite".

• **Discordanţa unghiulară** apare la contactul dintre unităţi litologice formate în urma unor cicluri distincte de evoluţie geotectonică, asemenea discordanţe fiind caracteristice contactului dintre fundamentul cutat şi cuvertura, în general orizontală, a platformelor (fig. 4.16 c). Raportul de discordanţă unghiulară poate fi întâlnit şi la contactul dintre două unităţi cutate, ale căror strate prezintă înclinări, deseori şi direcţii, diferite (fig. 4.16 d).

Mărimea unghiului format la contactul dintre cele două corpuri litologice depinde de înclinarea stratelor situate de o parte şi de alta a contactului. Discordanţele unghiulare pot fi limitate la suprafeţe geografice restrânse, reprezentând astfel "discordanţe locale" sau pot fi extinse pe zeci sau sute de km, constituind "discordanţe regionale". In cazul "discordanţelor regionale", contactul unghiular poate să nu fie evident în toate deschiderile ci doar în unele dintre acestea, motiv pentru care recunoşterea discordanţei reclamă observarea limitei într-un un larg areal.

• **Discordanţa de acoperire** marchează contactul dintre depozite sedimentare şi corpuri de roci magmatice sau metamorfice, care formează substratul depoziţional şi care au fost supuse proceselor de eroziune, anterior acoperirii lor de către sedimente (fig. 4.16 e).

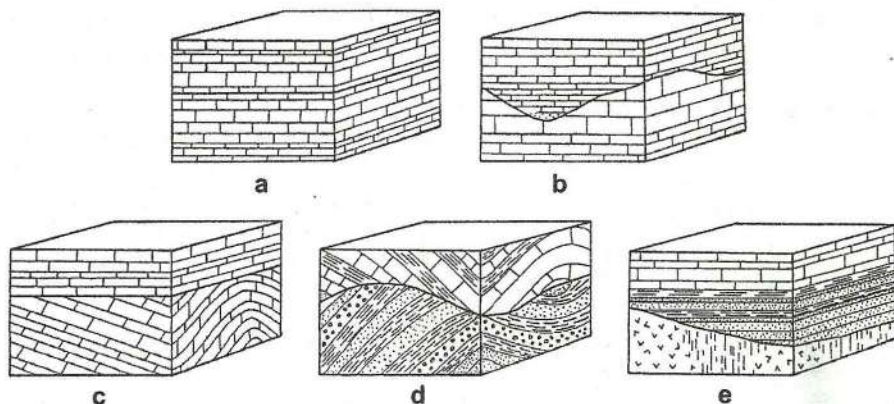


Fig. 4.16. Tipuri de contacte discordante. a – falsă concordanţă (discordanţă paralelă); b – discordanţă de eroziune; c-d – discordanţe unghiulare: c - între strate cutate la partea inferioară şi strate orizontale la partea superioară; d – între strate cutate în faze diferite de orogeneză; e – discordanţă de acoperire.

5. DATAREA STRATIGRAFICĂ

Cunoaşterea vârstei corpurilor litologice constituie obiectivul principal şi totodată particular al Stratigrafiei în contextul cercetărilor geologice.

Vârsta rocilor este esenţială atât în cazul activităţilor practice, legate de elaborarea hărţilor geologice şi de desfăşurarea prospecţiunilor pentru substanţe utile, cât şi a celor teoretice care vizează reconstituirea istoriei geologice. Corpurile litologice cuprind informaţiile pe baza cărora pot fi interpretate fenomenele şi procesele care au avut loc în diferite regiuni ale Pământului, în diverse etape geoistorice. Incadrate cronologic prin datarea stratigrafică, evenimentele locale şi regionale deduse din studiul rocilor devin prin corelare elemente ale vastei sinteze care redă evoluţia scoarţei terestre la scară globală.

Estimări asupra vechimii Pământului anterior descoperirii metodei radiometrice

Înaintea elaborării metodelor ştiinţifice de datare stratigrafică, preocupările pentru cunoşterea cronologiei geologice s-a desfăşurat doar în plan filozofic şi, într-o mică măsură, prin încercări empirice de cunoaştere a vechimii Pământului.

La începutul secolului XIX era încă cvasiunanim acceptată, inclusiv în lumea ştiinţifică, ideea teologică a unei vechimi de 6000 de ani a Pământului (de cca 750 de mii de ori mai mică decât cea acceptată în prezent). Această vechime a fost calculată pe baza scrierilor biblice de către arhiepiscopul irlandez Usher la mijlocul secolului 17. Arhiepiscopul Usher stabilise că Pământul a fost creat în noaptea dinaintea zilei de Duminică 23 Octombrie a anului 710 din calendarul lulian, ce corespunde anului 4004 înaintea naşterii lui Christos. In aceeaşi perioadă, Isaac Newton a calculat, la rândul său, vechimea Pământului, pe baza postulatelor biblice, confirmând, cu modificări nesemnificative, datele arhiepiscopului Ussher.

James Hutton, fondatorul concepţiei uniformiste, prin observaţiile sale asupra rocilor şi structurilor geologice din Scoţia, acredita ideea unei vechimi infinit mai mari a Pământului, dar fără a avansa un ordin de mărime. Hutton se arăta chiar sceptic asupra posibilităţii de a calcula, în mod riguros, vârsta Pământului, care nu prezintă "nici un vestigiu al începutului, nici o perspectivă a sfârşitului".

Cu multe decenii înaintea cercetărilor lui Hutton din Munţii Scoţiei, astronomul englez Edmund Halley sugerase, în 1715, o metodă de cuantificare a vechimii Pământului, bazată pe măsurarea cantităţii de săruri din mare şi repetarea după o decadă a acestor măsurători. Halley întrevedea o creştere a cantităţii de săruri, bazându-se pe premiza că la începutul Pământului, mările erau complet lipsite de săruri, acestea acumulându-se progresiv, în mod constant, cu o rată aritmetică, prin transportul lor de pe uscat. In această idee măsurătorile repetate ar fi indicat rata acumulării sărurilor, printr-un calcul simplu putând fi astfel stabilită durata timpului scurs de la formarea Pământului. Metoda propusă de Halley nu a fost aplicată, oricum ea nu ar fi condus la un rezultat corect, dat fiind că gradul de salinitate ale primelor mări, aşa cu au demonstrat cercetările geochimice asupra celor mai vechi roci, era foarte apropiat de cel actual.

O metodă care porneşte de la premise mai realiste, mult folosită în cea de a doua jumătate a secolului XIX pentru cunoaşterea vechimii Pământului, se bazează pe rata de acumulare a sedimentelor în cadrul mediilor depoziţionale din prezent.

Fiecare pătură de sedimente concretizează un anumit interval de timp, durata depunerii diferitelor tipuri de sedimente variază însă foarte mult: în zonele litorale ale mării o lamină de nisip, de câţiva mm grosime, se poate forma într-o zi, în timp ce în zonele mai adânci, o lamină de argilă, cu aceeaşi grosime, se depune în mai multe luni; sedimentele formate prin precipitare chimică au de asemenea rate foarte diferite de acumulare. In general rata sedimentării variază foarte mult, chiar pentru acelaşi tip de sediment, în funcţie de condiţiile locale.

In calculele pentru aflarea vârstei Pământului erau considerate valori medii ale ratei de sedimentare pentru un anumit tip de sediment, valori care se deosebeau în funcţie de datele obţinute de cei care efectuau asemenea măsurători.

Principial, prin însumarea timpului corespunzător formării tipurilor litologice ce alcătuiesc succesiunile stratigrafice de pe suprafaţa Pământului, reprezentative pentru perioadele geologice, putea fi estimată durata timpului scurs de la formarea planetei. Pentru aceeaşi perioadă geologică, atât

compoziția litologică, cât și grosimea rocilor variază însă în limite largi de la un loc la altul, trebuie ținut cont de asemenea că prin procesele de litificare, care implică cimentări și compactizări, grosimea rocilor este mai mică decât cea a sedimentelor corespunzătoare, pe baza cărora au fost stabilite ratele de acumulare.

Imposibilitatea obținerii unor rezultate corecte prin această metodă este legată, în mod esențial, de faptul că presupusa continuitate sedimentologică, pe care se bazează metoda, nu este realizată în cadrul succesiunilor stratigrafice deschise la suprafață, reprezentative pentru intervale mai mari ale istoriei geologice. In toate aceste succesiuni sunt cuprinse lacune, cu durată mai mare sau mai mică, determinate de întreruperea temporară a sedimentării sau de eroziune, lacunele neputând fi cuantificate prin observații directe, ci numai prin aplicarea unor metode specifice de datare stratigrafică.

Trebuie adăugat și faptul că, în cazul timpului Precambrian, metoda bazată pe rata de sedimentare nu poate fi considerată, nici chiar teoretic, litologia Precambrianului fiind dominată de rocile metamorfice, ale căror caractere originale sunt deseori profund afectate.

Față de cele arătate, nu este de mirare că cifrele calculate de diferiți cercetători pentru vechimea Pământului se deosebesc foarte mult, în general acestea fiind cuprinse între 20 și 1500 milioane de ani, dar chiar și estimările cele mai mari rămân de 3 ori mai mici față de cei 4.600 milioane de ani cât se atribuie în prezent vechimii Pământului.

Un alt procedeu de calculare a vârstelor geologice, bazat pe evoluția organismelor, a fost inițiat de geologul britanic Charles Lyell, care a dezvoltat conceptul uniformitarianist lansat de Hutton într-o adevărată teorie. In 1867 Lyell a estimat, pe baza ratei de evoluție a moluștelor, o durată de 240 de milioane de ani, a timpului din Ordovician până în prezent, aproape jumătate din cât se admite în prezent. Calcule mult mai elaborate, bazate pe fenomene fizice cuantificabile au fost efectuate în ultimele decade ale secolului XIX de către William Thompson, o personalitate a fizicii mondiale, fondator al termodinamicii moderne, înnobilat de către Regina Angliei sub numele de Lord Kelvin. El susținea un proces de răcire continuă a Pământului prin disipare calorică din interior spre suprafață, pornind de la starea inițială a planetei, aceea de topitură incandescentă.

In raționamentul său, Lordul Kelvin se baza pe scăderea treptei geotermice pe măsură ce se avansează în adâncimea scoarței, fenomen bine evidențiat în minele adânci de cărbune din Marea Britanie și pe măsurători asupra conductivității termice a rocilor crustale. Conform estimărilor sale, Pământul nu ar avea o vechime mai mare de 100 de milioane de ani, iar condițiile de temperatură de la suprafață, acceptabile pentru existența viețuitoarelor, s-ar fi constituit cu cel mult 40 de milioane de ani în urmă. De menționat că prin calcule ulterioare Lordul Kelvin cobora vârsta Pământului la numai 24 de milioane de ani.

Prestigiul științific al autorului și rigurozitatea matematică a calculelor sale, au făcut ca estimările Lordului Kelvin să se impună cu autoritate în concepția filozofică asupra naturii, de la sfârșitul secolului XIX, infirmând teoria uniformitarianistă, întemeiată pe ideea imensității timpului geologic. Teoria darwinistă asupra evoluției organismelor prin selecție naturală, bazată pe ritmul lent al transformărilor evolutive, era la rândul său contrazisă prin vârstele minimalizate ale Pământului. Conform Lordului Kelvin, finalitatea biologică a Pământului ar fi fost apropiată, datorită procesului ireversibil de răcire a Soarelui prin continua disipare calorică de la suprafața sa, ceea ce ar urma să determine în câteva milioane de ani transformarea Pământului într-o sferă de gheață.

Ceea ce nu cunoștea însă Lordul Kelvin, determinând caracterul eronat al calculelor sale, este existența în interiorul Pământului a unei inepuizabile surse calorice produsă prin fenomenul dezintegrării radioactive care menține echilibrul termic al planetei. Fenomenul dezintegrării radioactive a fost descoperit de către fizicianul francez Henri Becquerel în 1896, care a remarcat că uraniul emite radiații ("razele x ") care impresionează plăcile fotografice. Deși contemporan cu descopirea radioactivității, Lordul Kelvin, care a murit în 1907, nu a apreciat importanța radioactivității în bilanțul termic al Pământului.

In 1905 americanul Bertram Boltwood obținea primele date cantitative asupra vârstei unor roci din Paleozoic și Precambrian, utilizând metoda radiometrică, bazată pe fenomenul radioactivității, datele sale fiind apropiate de vârstele considerate în prezent.

In 1911, un alt cercetător american, Arthur Holmes, elabora principiile datării radiometrice, care aveau să ghideze în următoarele decenii activitățile legate de cronologia numerică a rocilor Pământului.

Metodele utilizate pentru stabilirea vârstei corpurilor litologice, iar prin aceasta, a evenimentelor geologice se împart în două mari categorii:

- **Metode de datare relativă** prin care sunt stabilite raporturile de vârstă între unitățile litologice aflate sau nu în contact stratigrafic; prin aceste metode, vârstele nu sunt cuantificate numeric, stabilindu-se doar relațiile cronologice ale unor corpuri litologice față de altele, în termeni de "mai nou" sau "mai vechi".
- **Metode de datare absolută** care conduc la estimarea numerică, exprimată în ani, a vârstelor geologice, precum și a duratei fenomenelor sau evenimentelor geologice.

Metodele de "datare relativă" au fost inițiate și dezvoltate cu peste două secole înaintea celor de "datare absolută", scara globală a timpului geologic fiind realizată prin "datarea relativă", aceasta dobândind valori numerice pentru diviziunile sale după apariția metodei radiometrice, la începutul secolului XX.

Calificativul "absolut" în acest context este criticabil, dar în mod convențional acceptat. Cu excepția unor metode care redau cu precizie (la nivel de an) durata unor scurte fenomene cu desfășurare ciclică (metoda "varvelor", metoda "inelelor de creștere"), celelalte metode și, în special, principala metodă de "datare absolută" – metoda radiometrică, ale cărei erori de ± 5% sunt admise, permit doar aproximarea vârstelor sau a duratei fenomenelor.

5.1. Datarea relativă

Datarea relativă a rocilor este realizată prin două sisteme metodologice distincte: 1) pe baza raporturilor geometrice dintre corpurile aflate în contact stratigrafic sau a unor caracteristici ale corpurilor litologice; metoda este practicabilă pentru toate categoriile litogenetice; 2) pe baza conținutului paleontologic al stratelor și secvențelor de strate, sistem aplicabil exclusiv rocilor sedimentare, fosilifere, inclusiv celor slab metamorfozate, care păstrează însă resturi organice.

5.1.1. Datarea relativă pe baza raporturilor geometrice dintre corpurile litologice și a unor caracteristici litologice. Această metodă este fundamentată teoretic pe o serie de principii ale Stratigrafiei: *principiul superpoziției, principiul intersecției, principiul includerii și principiul "aureolei de contact termic"*, acesta din urmă aplicabil în cazul corpurilor de roci aflate la contactul cu roci magmatice intrusive, generatoare de flux caloric.

A. Datarea relativă a rocilor sedimentare

Utilizarea principiilor mai sus menționate în datarea relativă a rocilor sedimentare este ilustrată în continuare:

1. Datarea pe baza principiului superpoziției.

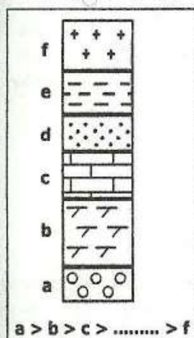


Fig. 5.1.

Intr-o succesiune stratigrafica continuă, stratele mai vechi sunt situate spre baza secvențelor, iar cele mai noi spre partea lor superioară (Fig. 5.1).

In cazul stratelor deformate prin cutare, stabilirea raportului de superpoziţie este condiţionată de realizarea prealabilă a ordonării stratigrafice (Fig. 5.2.)

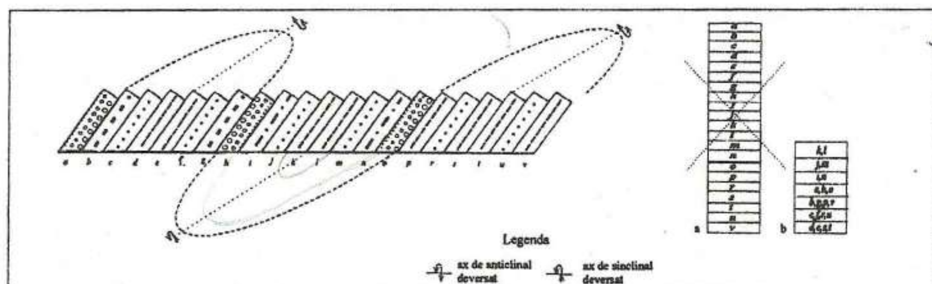


Fig. 5.2. Intr-o succesiune de strate cutate şi răsturnate aplicarea corectă a criteriilor de ordonare stratigrafică permite stabilirea raporturilor reale de superpoziţie (coloana **b**), corectând impresia de falsă superpoziţie în cadrul unei structuri monoclinale (coloana **a**).

2. Datarea pe baza principiului intersecţiei

Un corp litologic sau o structură tectonică (falie, cută, diapir) care intersectează un alt corp litologic sau o altă structură tectonică este mai nou decât acesta (Fig. 5.3., 5.4.)

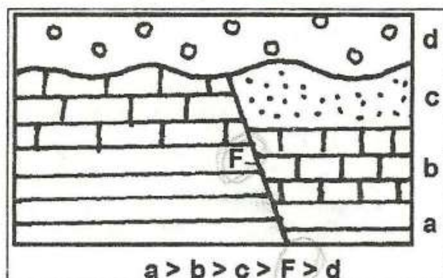


Fig. 5.3. Falia **F** este mai nouă decât stratele **a**, **b** şi **c**, pe care le intersectează, dar mai veche decât stratul **d**, neafectat de falie.

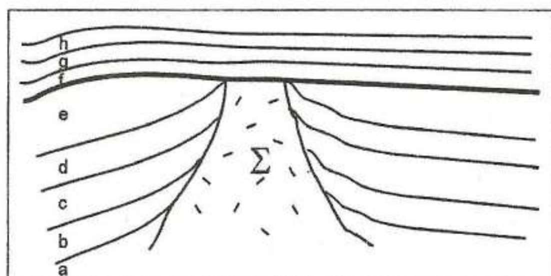


Fig. 5.4. Cuta diapiră Σ este mai nouă decât stratul **e** (cel mai nou strat traversat) şi mai veche decât stratul **f** (cel mai vechi strat netraversat).

3. Datarea pe baza principiului includerii

Un corp litologic care include elemente (claste, galeţi) ce provin dintr-un alt corp este mai nou decât acesta (Fig. 5.5).

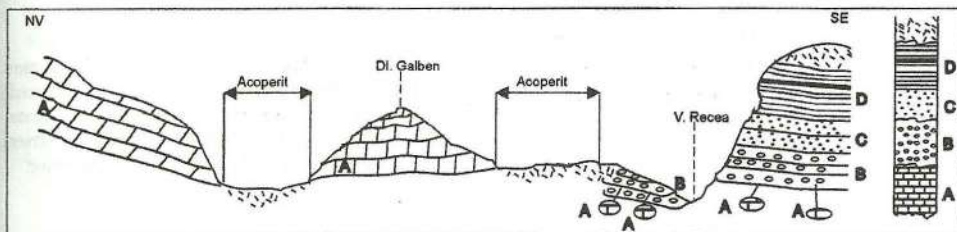


Fig. 5.5. Corpul litologic B care incolude elemente din A este mai nou decât acesta. In coloana din dreapta sunt redate raporturile de vârstă relativă dintre unitățile deschise în perimetrul respectiv.

Există şi situaţii speciale în care clastele, inclusiv cele de origine organică (de ex. testuri de foramifere) ajung prin intermediul soluţiilor descendente care circulă pe fisuri, din strate mai noi în strate mai vechi (fig. 5.6)

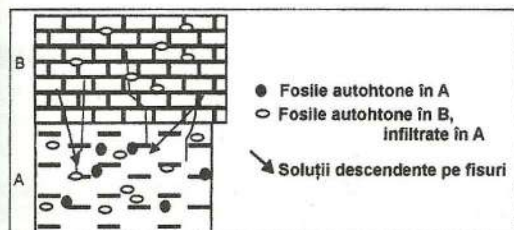


Fig. 5.6. O excepţie în aplicarea principiului includerii: microfosilele infiltrate prin soluţii descendente.

B. Datarea relativă a rocilor magmatice şi metamorfice

Corpurile de roci magmatice, intruzive şi efuzive, precum şi cele de roci metamorfice, care prin natura lor nu cuprind fosile (excepţie fac unele formaţiuni de origine sedimentară, care pot conserva resturi organice, în special microstructuri vegetale: spori sau polen) sunt databile în mod relativ pe baza aceloraşi principii utilizate în datarea rocilor sedimentare.

1. Datarea pe baza principiului superpoziției

Această modalitate se realizează în cazul rocilor efuzive (tufuri, lave), interstratificate în cadrul unor secvenţe stratigrafice (fig.5.7), în cazul rocilor intruzive care nu determină transformări la contactul cu rocile sedimentare acoperitoare (fig. 5.8), precum şi în cazul rocilor metamorfice acoperite de corpuri de roci sedimentare (fig. 5.9).

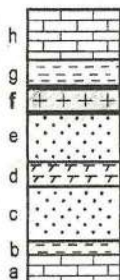


Fig. 5.7. Strat de tuf intercalat între roci sedimentare; e>f > g.

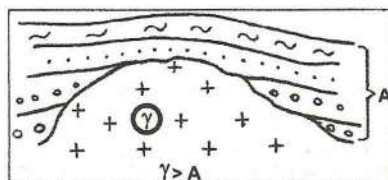


Fig. 5.8. Corp intruziv fără aureolă de contact.

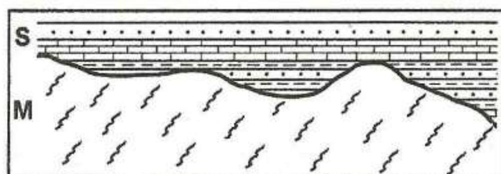


Fig. 5.9. Vârsta rocilor metamorfice este mai veche decât vârsta celor mai vechi roci sedimentare acoperitoare. Spre ex. dacă vârsta corpului S este Carbonifer inferior, vârsta corpului metamorfic M este ante-Carbonifer.

2. Datarea pe baza principiului intersecției

Se aplică în cazul corpurilor intruzive de tipul dyke-urilor sau filoanelor (fig. 5.10).

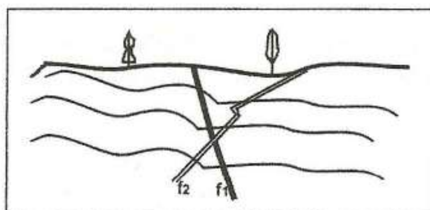


Fig. 5.10. Filonul f_2 care intersectează filonul f_1 este mai nou.

3. Datarea pe baza principiului includerii

Această modalitate este practicabilă în cazul rocilor magmatice sau metamorfice care înglobează în masa lor enclave (xenolite) ce provin din alte corpuri litologice. Principiul se aplică corpurilor de roci care nu se află în contact stratigrafic, caz în care aplicarea principiului superpoziției nu este posibilă (fig. 5.11)

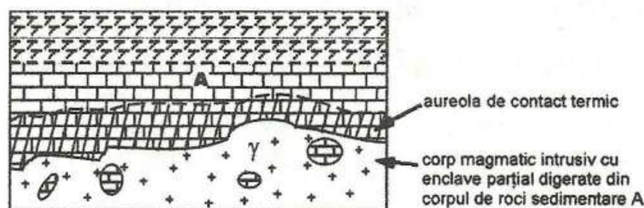


Fig. 5.11. Corpul magmatic intruziv γ care a format o aureolă de transformare termică în corpul de calcare A, și care cuprinde și enclave (xenolite) este mai nou decât acesta.

4. Datarea pe baza principiului aureolei de contact termic.

Principiul aureolei de contact termic este în mod particular utilizat în cazul corpurilor de roci magmatice intruse în corpuri litologice preexistente, fluxul caloric generat de magmele intruse determinând transformări structurale și ale compoziției mineralogice în corpul gazdă. Transformările generate sunt limitate la "aureola de contact termic", mai amplă sau mai restrânsă din jurul corpului intruziv (fig. 5.12).

Un corp magmatic care determină prin fluxul caloric degajat transformări de natură mineralogică, structurală în cadrul unui corp litologic adiacent este mai nou decât acesta.

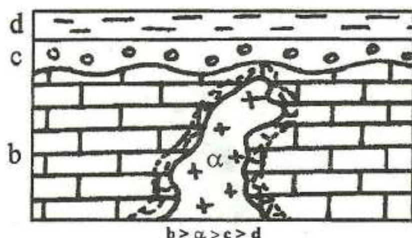


Fig. 5.12. Dyke-ul de andezit **α** este mai nou decât corpul sedimentar **b** la contactul cu care a format o aureolă de transformări termice, dar mai vechi decât corpurile acoperitoare **c** și **d** care nu au suferit transformări legate de intruderea andezitului.

5.1.2. Datarea relativă pe baza conținutului paleontologic al stratelor

Metoda paleontologică de datare relativă este fundamentată de **principiul succesiunii paleontologice**, conform căruia stratele și secvențele de strate se disting în succesiunea lor verticală (cronologică) prin conținutul specific în fosile.

Metoda este aplicată doar în cazul rocilor sedimentare, inclusiv a celor afectate de slabe transformări metamorfice, singurele categorii de roci care conțin fosile.

Importanța fosilelor în activitățile de datare relativă nu este egală: unele fosile permit o mai bună individualizare cronologică a secvențelor stratigrafice, indiferent de litologia acestora, alte fosile sunt în schimb asociate doar anumitor litofaciesuri, iar informațiile cronologice pe care le oferă sunt mai puțin precise. Primele aparțin categoriei **"fosilelor caracteristice"**, celelalte constituie grupul **"fosilelor de facies"**.

Cele două categorii de fosile se disting prin două aspecte esențiale, unul legat de evoluția speciilor și anume de *ritmul* sau "viteza" cu care se produc transformările evolutive în cadrul liniilor de descendenți, celălalt de mediul ecologic, anume de gradul de dependență al organismelor față de parametrii mediilor de viață.

"Fosilele caracteristice" numite și "fosile indicatoare" sunt furnizate de organismele caracterizate printr-un ritm mai rapid al transformărilor evolutive ce conduc la apariția unor taxoni în cadrul seriilor de descendenți-urmași ("serii filogenetice"). Consecința stratigrafică a "vitezei" mai mari de evoluție se relevă prin succesiunea mai densă a taxonilor în cadrul secvențelor stratigrafice, fiecare taxon sau asociație de taxoni caracterizând astfel un interval stratigrafic mai restrâns, pe care îl individualizează față de stratele adiacente. Pentru cuantificarea ritmurilor diferite de evoluție ale organismelor, paleontologul american G. G. Simpson a propus în 1969 raportul dintre durata cuantificată radiometric a unui proces de evoluție, în urma căruia a rezultat o succesiune de taxoni înrudiți și numărul taxonilor respectivi. De exemplu, dacă într-o perioadă de 5,6 milioane de ani au rezultat 8 specii înrudite, ritmul mediu de evoluție (=speciație) este de 700.000 ani. Pe baza acestor calcule G. G. Simpson a distins 3 categorii de organisme: *tahitelice* (cu ritm de evoluție rapid, peste media grupului taxonomic căruia îi aparțin), *horotelice* (cu ritm apropiat mediei grupului) și *braditelice* (cu ritm de evoluție mai lent, inferior mediei grupului din care fac parte).

"Fosilele caracteristice" provin, în general, de la organismele tahitelice.

In ceea ce privește cel de al doilea aspect, mediul ecologic, "fosilele caracteristice" aparțin organismelor relativ independente față de parametri restrictivi ai mediilor de viață (de ex. de anumite valori ale adâncimii, temperaturii sau salinității apelor - în cazul organismelor acvatice). Această relativă independență ecologică determină o mai largă distribuție geografică a respectivelor organisme, precum și ocurența fosilelor corespunzătoare în ambianțe sedimentologice, implicit litofaciale distincte, mediile de sedimentare fiind, în același timp, medii ecologice. Larga răspândire spațială și prezența fosilelor caracteristice în roci sedimentare cu litologie variată, fac ca aceste fosile să servească mai bine scopului urmărit prin corelarea stratigrafică (vezi pag. 73-80).

Grupele de organisme marine care corespund cel mai bine celor două cerințe esențiale ale unui bun "fosil caracteristic": ritm ridicat de evoluție (= speciație) și relativă independență față de rigorile unui anumit biotop, provin în general din domeniul pelagic (al apelor de larg), care cuprinde majoritatea organismelor planctonice și nectonice, în timp ce organismele bentonice, care trăiesc pe suprafața sedimentelor sau în interiorul acestora, mult mai dependente de parametrii ecologici, sunt mai puțin reprezentate în categoria "fosilelor caracteristice".

Dintre "fosilele caracteristice" cele mai adecvate pentru datarea relativă a depozitelor sedimentare marine sunt microorganismele planctonice, majoritatea unicelulare, aparținând atât planctonului vegetal (*fitoplancton*): algele coccolithoforidee, dinoficeele, dintre cele cu înveliș calcaros, respectiv diatomeele, silicoflagelatele, dintre cele cu înveliș de protecție silicos, cât și din categoria planctonului animal (*zooplancton*): foraminifere, infuzori, radiolari, iar dintre animalele pluricelulare, unele artropode, crinoidee și graptoliți, precum și alte nevertebrate în stadii larvare. Dintre organismele nectonice bune fosile caracteristice sunt furnizate de moluștele cefalopode: amonoidee, nautiloidee, belemniți (Planșa 5.1).

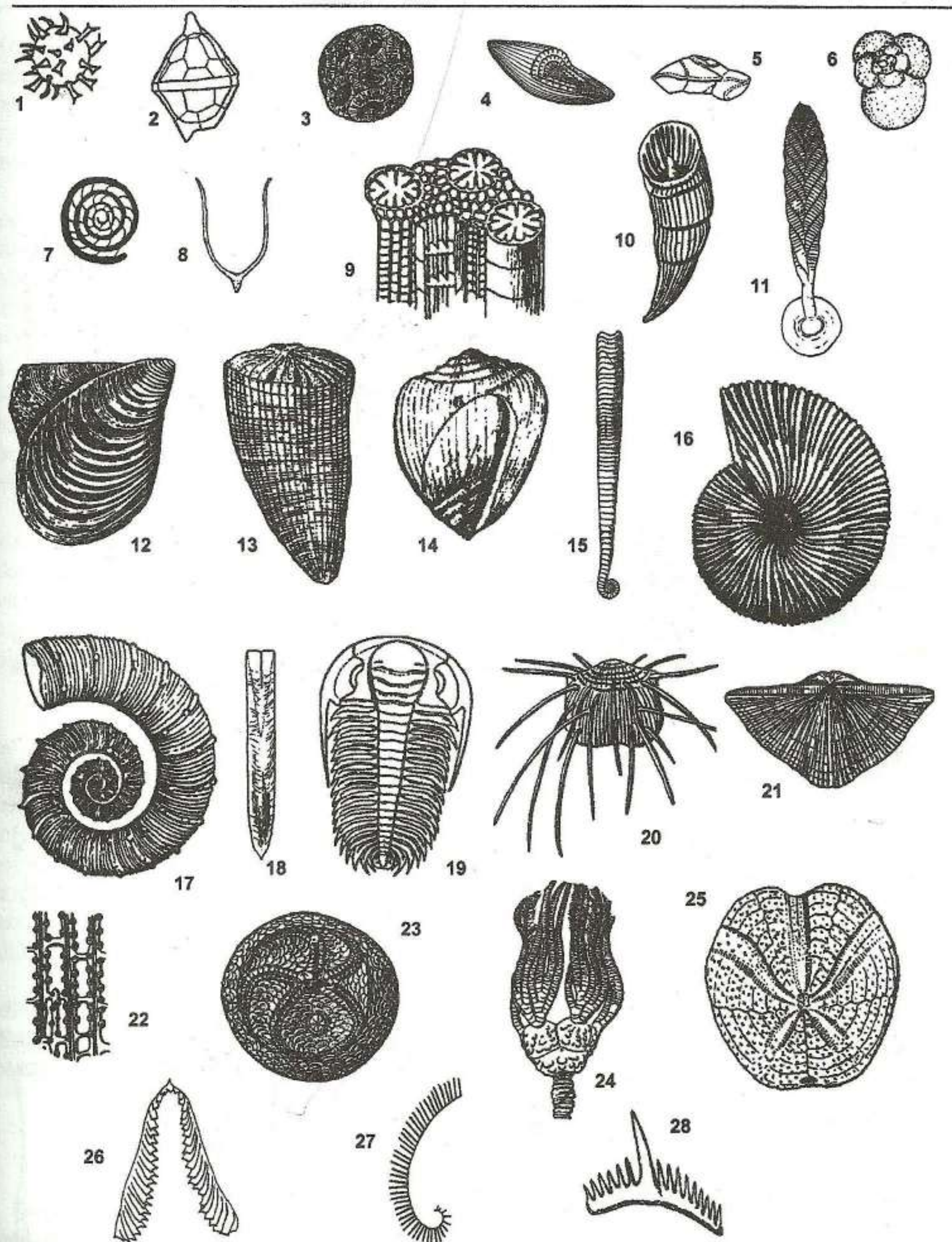
In cazul datării relative a depozitelor de origine continentală (lacustre, aluviale) cele mai utile sunt microstructurile reproductive (spori, polen) ale plantelor terestre, care, deși limitate geografic de bariere climatice, sunt răspândite pe mari suprafețe prin curenții eolieni, datorită dimensiunilor foarte mici. Sunt de asemenea folosite în datarea paleontologică a depozitelor continentale vertebratele terestre: stegocefali și alte categorii de amfibieni, reptile, mamifere. In cazul tuturor acestora însă, intervalele cronologice caracterizate sunt mai puțin precise, iar arealele geografice de aplicabilitate mai restrânse, stabilirea echivalențelor cronologice pe baza vertebratelor terestre într-un cadru interregional implicând de obicei un grad ridicat de incertitudine, ce poate fi redus prin folosirea unor criterii suplimentare de corelare stratigrafică.

"Fosilele de facies" sunt denumite astfel datorită prezenței lor doar în anumite litofaciesuri, în general calcaroase sau silicioase. "Fosilele de facies" provin de la organisme a căror existență este mult mai riguros dependentă, comparativ cu cele care au furnizat "fosile caracteristice" de anumite valori ale unor factori de mediu (de exemplu, în cazul domeniului marin, de o anumită adâncime, o anumită concentrație și o anumită compoziție în săruri a apelor, o anumită temperatură, etc.) limitele de variație cantitativă și calitativă, permisive biologic, ale tuturor acestor factori sau doar a unora dintre ei, fiind cuprinse între valori apropiate. Coralii hermatipici (constructori de recife), care reprezintă un grup tipic în categoria "fosilelor de facies", nu trăiesc decât în ape bine aerate, lipsite de o mare cantitate de suspensii, cu o concentrație în săruri variind în limitele spectrului "marin-normal" (28-34 mg săruri/l), cu temperatură medie anuală superioară valorii de +16°C, cu adâncime redusă, în general nu mai jos de 50-60 m, în care lumina solară pătrunde într-o cantitate suficientă pentru a permite desfășurarea procesului de fotosinteză (principala sursă nutritivă a coralilor o constituie algele unicelulare simbionte cu polipii).

"Fosilele de facies" din cadrul depozitelor marine provin în general de la organisme "stenohaline" și "stenoterme", care nu pot trăi decât între anumite limite restrânse ale salinității, respectiv de temperatură.

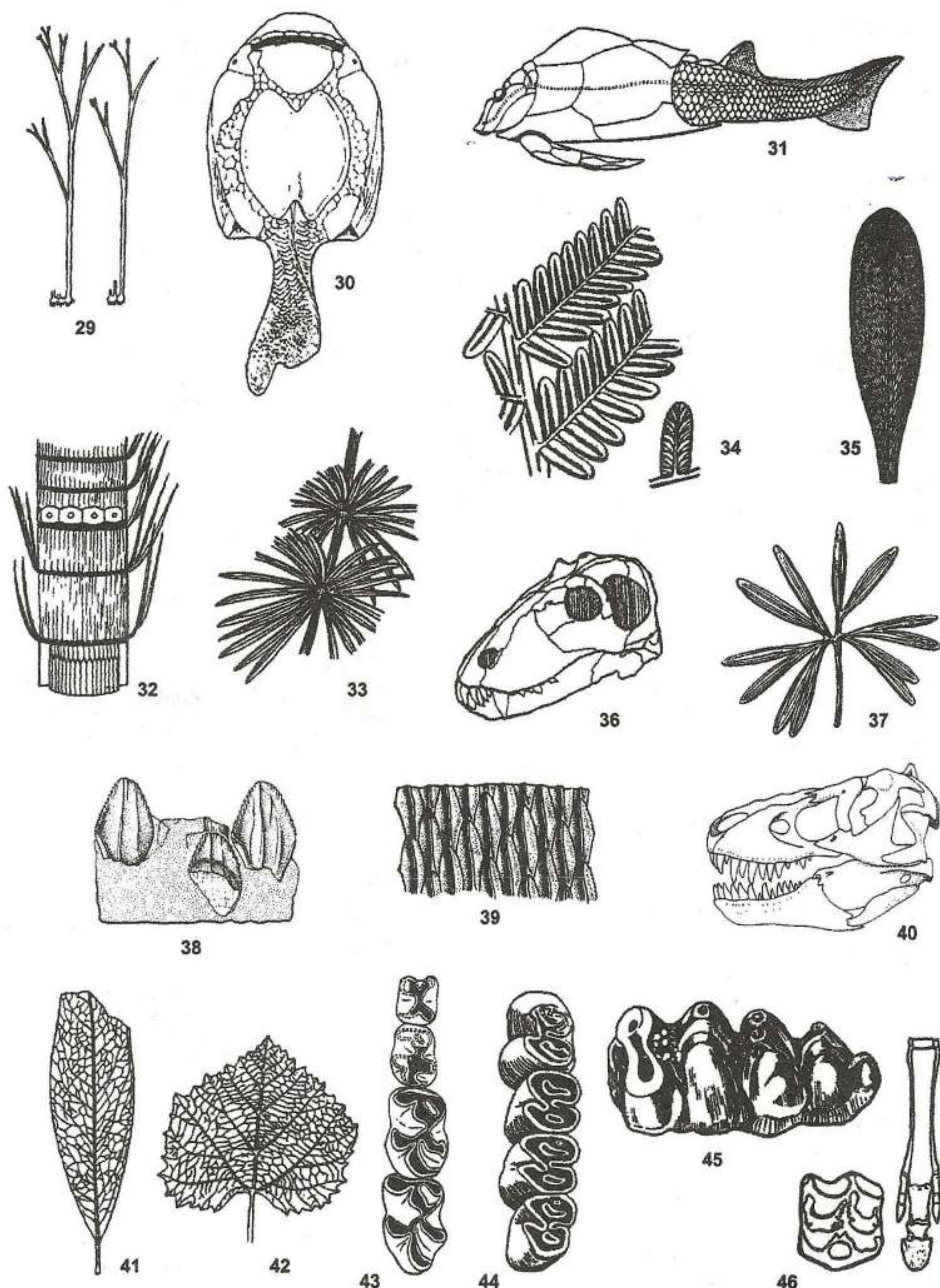
Majoritatea "fosilelor de facies" de origine marină provin de la organisme bentonice, mobile sau care trăiesc fixate de substrat. "Fosilele de facies" din categoria bentosului mobil cuprind bivalve, gastropode, o serie de artropode, echinoideele ("arici de mare"), iar cele din categoria bentosului sesil sau fixat: spongieri, corali, unele bivalve (rudiștii), unele echinoderme așa cum sunt majoritatea crinoideelor și toate blastoideele .

Datorită strânsei dependențe de factorii ecologici,"fosilele de facies" constituie buni indicatori pentru reconstituirea ambianțelor paleoecologice, implicit a condițiilor fizice și chimice ale sedimentării depozitelor în care sunt cuprinse. Spre exemplu, gigantostraceele



PLANŞA. 5.1. Exemple de fosile cu importanţă biostratigrafică în numite perioade. FACIESURI MARINE.

1-*Baltisphaeridium* (Acritarcha); 2-*Deflandrea* (Dinophycee); 3-*Coccolithus* (Coccolithophoridee); 4-*Fusulina*; 5-*Globotruncana*; 6-*Globigerina*; 7-*Nummulites* (4-7 foraminifere); 8-*Favelloides* (calpionellid); 9-*Heliolites* (coral tabulat); 10-*Cyathaxonia* (coral solitar); 11-*Rangea* (coral penatulid); 12-*Inoceramus* (bivalv disodont); 13-*Hippurites* (bivalv pachiodont); 14-*Actaeonella* (gastropod); 15-*Lituites* (nautiloideu); 16-*Macrocephalites*; 17-*Crioceratites* (16-17 amoniţi); 18-*Belemnitella* (belemnit); 19-*Paradoxides* (trilobit); 20-*Productus*; 21-*Spirifer* (20-21 brachiopode); 22-*Fenestella* (briozoar); 23-*Lepidodiscus* (echinoderm edrioasteroid); 24-*Platycrinites* (crinoid); 25-*Toxaster* (echinid); 26-*Didymograptus* (graptolit dichograptid); 27-*Rastrites* (graptolit monograptid); 28-*Prionidina* (conodont).



PIANSA 5.1 (continuare). **FACIESURI CONTINENTALE.** 29-*Hornea* (psilofital); 30-*Drepanaspis* (ostracoderm); 31-*Pterichthyodes* (placoderm); 32-*Calamites*; 33-*Annularia* (pteridosperm arthrofit); 34-*Pecopteris* ("ferigă cu sămânţă"); 35-*Glossopteris* (pteridosperm specific Carbonifer-Permianului din Gondwana); 36-*Titanophoneus* (reptil therapsid); 37-*Ginkgo* (gimnosperm); 38-*Iguanodon* (dinosaur ornithopod); 39-*Lambeosaurus* (dinosaur "cu cioc de raţă"); 40-*Tyrannosaurus* (dinosaur carnivor); 41-*Laurus*; 42-*Vitis* (41-42 angiosperme); 43-*Tataromys*; 44-*Stenofiber* (43-44, mamifere, Rodentia); 45-*Zygolophodon* (proboscidean mastodontid); 46-*Hipparion* (equid).

(crustacee chelicerate cu mari dimensiuni) şi ostracodermii (vertebrate pisciforme lipsite de maxilare) sunt caracteristice faciesurilor de tip lagunar hiposalin din Silurian şi Devonian, iar asociaţiile de bivalve şi gastropode sunt diferenţiate tipologic in funcţie de salinitatea mediilor acvatice din Mezozoic şi Cenozoic, existând asociaţii caracteristice mărilor cu salinitate normală, respectiv specifice pentru apele salmastre sau dulcicole.

In datarea relativă "fosilele de facies" pot fi utilizate, în absenţa unor bune "fosile caracteristice" pentru clasificarea biocronologică a depozitelor în care sunt cuprinse, dar importanţa lor biostratigrafică rămâne limitată la arealul ocupat de litofaciesul căruia îi sunt asociate. Pentru anumite perioade geologice, fosilele unor organisme bentonice, categorie ecologică în care sunt cuprinse majoritatea "fosilelor de facies" din mediile marine, reprezintă totuşi buni indicatori biocronologici. Aşa sunt trilobiţii în Cambrian, brachiopodele spiriferide şi productide, alături de foraminiferele fusulinacee în Carbonifer şi Permian, fiecare dintre aceste grupe constituind pentru perioadele menţionate, bune "fosile caracteristice". Respectivele perioade corespund unor etape de "avânt evolutiv" din istoria acestor organisme, în care procesele de speciaţie s-au desfăşurat într-un ritm mai alert comparativ cu alte perioade.

In Tabelul 5.1 este sintetizată importanţa biostratigrafică a principalelor categorii sistematice de organisme, vegetale şi animale, în decursul Eonului Fanerozoic, atât în cadrul depozitelor de origine marină, cât şi a celor continentale. In tabel sunt indicate perioadele în care grupurile de organisme oferă datărilor relative, bune "fosile caracteristice", utilizabile în corelări cronologice pe mari suprafeţe, precum şi perioadele pentru care importanţa biostratigrafică a fosilelor respective este mai restrânsă.

***

Datarea pe baza conţinutului paleontologic al stratele implică atât activităţi desfăşurate pe teren, în cadrul secţiunilor locale expuse, constând în descrierea caracterelor litologice, măsurarea grosimii stratelor, urmate de prelevarea sistematică a fosilelor, cât şi de activităţi în laborator vizând prepararea pentru studiu şi descrierea materialului paleontologic colectat în teren. In urma acestor activităţi sunt formulate concluziile biostratigrafice asupra secţiunilor locale, iar prin sinteză, asupra întregului areal cercetat. Cercetări biostratigrafice sunt întreprinse în egală măsură şi asupra succesiunilor de strate din foraje, al căror conţinut macro-şi micropaleontologic este cunoscut prin cercetarea carotelor extrase şi al "probelor de sită".

Cercetările biostratigrafice urmăresc delimitarea în cadrul secţiunilor locale, din aflorimente sau foraje, a stratelor sau secvenţelor de strate cu un conţinut paleontologic distinctiv faţă de stratele adiacente, acestea constituind unităţi biostratigrafice locale sau **biozone** (fig. 5.13).

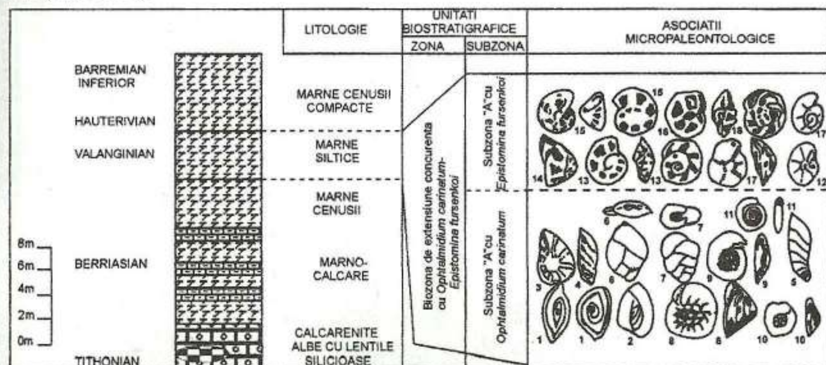
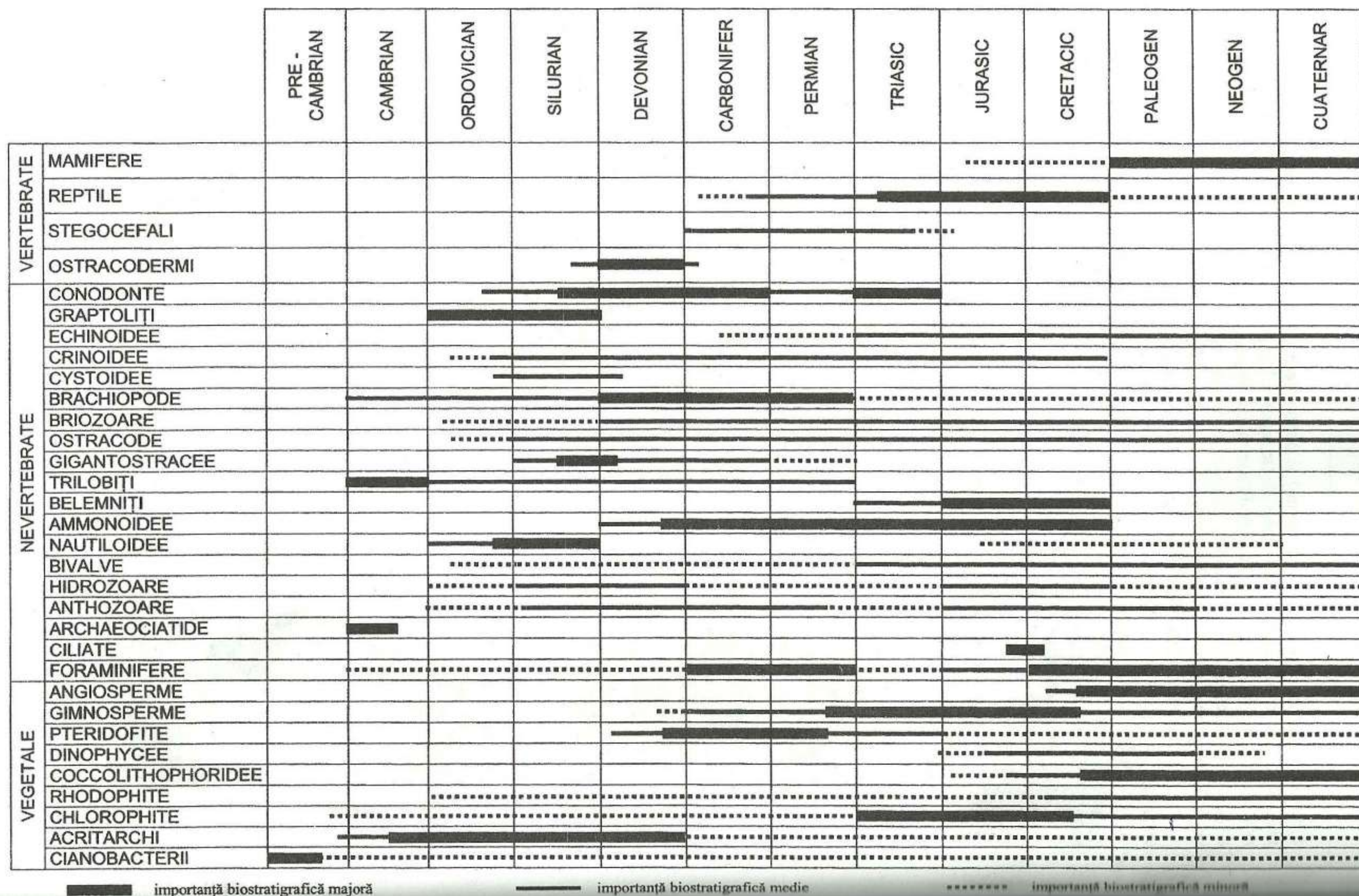


Fig. 5.13. Diviziuni biostratigrafice în Valanginianul din Mţii. Perşani (valea Carhaga) ilustrate prin conţinutul micropaleontologic în foraminifere bentonice (după T. Neagu, 1975). (Numerele 1 - 18 corespund unor specii distincte din cadrul biozonelor).

TABEL 5.1. IMPORTANȚA BIOSTRATIGRAFICĂ A UNOR GRUPE PRINCIPALE DE OGANISME FOSILE



In mod ideal datarea biostratigrafică vizează identificarea speciilor care să permită individualizarea unor biozone, cât mai restrânse geocronologic şi cât mai extinse spaţial, facilitând astfel continuarea demersului biostratigrafic, de la datarea secţiunilor locale la corelarea în plan regional.

Cele mai adecvate acestui scop sunt secţiunile stratigrafice al căror conţinut paleontologic relevă aspecte evolutive ale speciilor, acestea alături de subspecii fiind categoriile taxonomice cele mai folosite în activităţile de datare relativă. Asemenea aspecte evolutive sunt ilustrate prin secvenţele alcătuite din specii legate filogenetic, prin transformări ale unor caractere, fără ca acestea să conducă la o nouă specie, prin apariţia sau dispariţia unor specii. Aspectele paleobiologice relevate de secţiunile locale pot constitui repere stratigrafice, folosite în delimitarea biozonelor succesive iar în plan teoretic ele pot reprezenta argumente în sprijinul unuia sau altuia dintre cele două modele propuse pentru explicarea evoluţiei taxonilor elementari (vezi pag. 53).

In funcţie de specificitatea conţinutului fosilifer al stratelor în cadrul unor secţiuni locale, cercetătorii decid asupra tipului de biozonă care corespunde cel mai bine obiectivului de clasificare biostratigrafică urmărit.

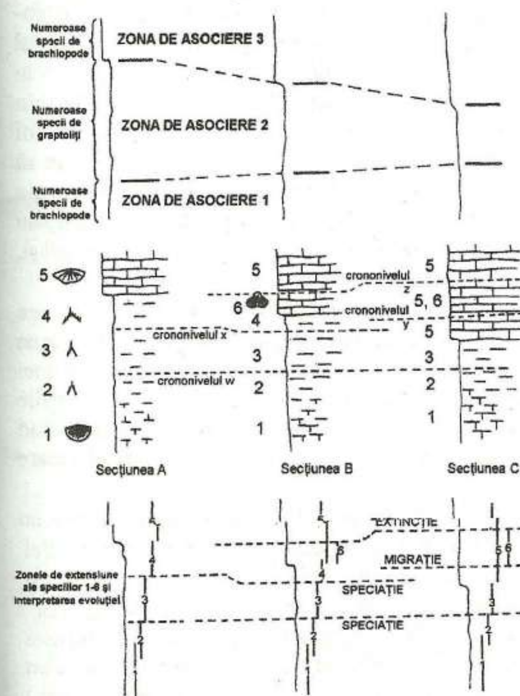


Fig. 5.14. Divizarea a trei secţiuni stratigrafice în biozone de asociere (sus), biozone de extensiune ai unor taxoni selectaţi (mijloc) şi interpretarea biostratigrafică a evenimentelor de evoluţie (după Eicher, 1976).

In cazul ilustrat în fig. 5.14 vor fi separate *biozone de asociere*; în cazul unor secţiuni care cuprind secvenţe evolutive alcătuite din specii înrudite, cea mai adecvată este *biozona de extensiune* şi, în mod special, *biozona de extensiune concurentă* a mai multor taxoni, care în cadrul activităţilor de corelare regională permite recunoaşterea biozonei şi în situaţia în care unul sau mai mulţi taxoni din asociaţia concurentă nu mai este întâlnit datorită dispariţiei sau fenomenului de migraţie.

Autorul conceptului de *biozonă*, Albert Oppel a folosit în mod intensiv între 1856-58 un asemenea tip de biozonă a secvenţelor jurasice din domeniul alpin al Europei[1]. Oppel trasa limitele dintre biozone la nivelul primei apariţii a unei noi specii, preferându-le pe cele care marcau începutul unei noi ramuri filogenetice.

Metodele folosite pentru delimitarea biozonelor s-au per-

[1] Conceptul de **biozonă**, aşa cum a fost introdus de Albert Oppel reprezintă o combinaţie între "biozona de asociere" şi "biozona de extensiune concurentă", biozona fiind definită prin asocierea unor taxoni selectaţi în funcţie de semnificaţia filogenetică, dintr-un ansamblu cu extensiune limitată, dar în mare parte concurentă. Datorită ambiguităţii sale "zona Oppel" are în prezent doar o importanţă istorică, ne fiind considerată drept unitate biostratigrafică formală.

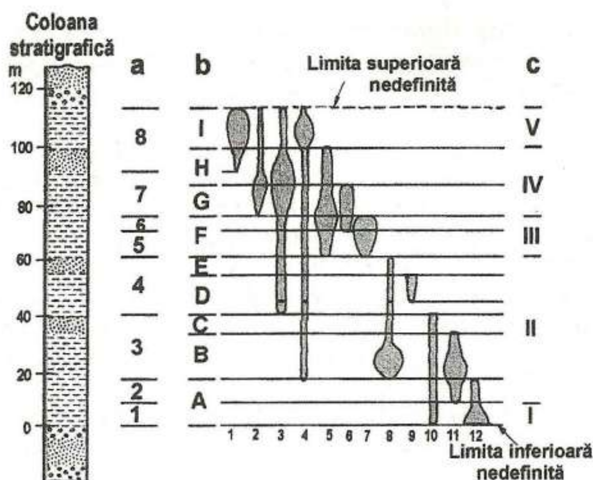


Fig. 5.15. Trei metode (coloanele **a**, **b**, **c**) de separare a biozonelor de extensiune concurentă în aceeaşi secţiune stratigrafică (modificat după Eicher, 1976).

fecţionat în decursul ultimului secol şi, în special, a ultimelor decenii, în strânsă relaţie cu dezvoltarea cercetărilor biostratigrafice în foraje, reclamate de prospecţiunile pentru hidrocarburi, precum şi cu dezbaterile teoretice asupra evoluţiei categoriilor taxonomice elementare (specii şi subspecii).

In fig. 5.15 sunt ilustrate trei dintre metodele cele mai utilizate în separarea unor biozone cu extensiune concurentă. Cercetătorii europeni folosesc în mare măsură un procedeu similar celui folosit de Albert Oppel (modelul din coloana **a** a fig. 5.15 în care biozonele sunt notate prin cifre arabe). In acest caz, limita inferioară a unei biozone corespunde primei apariţii a unei noi specii dintr-o ramură formată mai multe specii înrudite (este preferabil ca această specie să reprezinte începutul unei noi serii filogenetice), iar limita superioară este marcată de apariţia unei alte specii. In intervalul unei asemenea biozone pot fi cuprinse "momentele" primei sau ultimei apariţii a altor specii, fapt care facilitează definirea mai complexă a biozonei şi, implicit, recunoaşterea sa în cadrul unui areal mai extins.

In cazul forajelor este preferată metoda ilustrată în coloana **b** a fig. 5.15. în care biozonele succesive sunt notate prin litere majuscule. In această metodă delimitarea biozonelor se bazează pe ultima apariţie a unor taxoni caracteristici ("metoda ultimei apariţii"). Acest mod de selectare a limitelor dintre biozone este justificat de situaţiile concrete ale prelevării probelor din găurile de sondă, sistemul practicat determinând condensarea artificială a grosimii termenilor litologici, implicit mascarea limitelor inferioare ale biozonelor.

Intervalele de maximă frecvenţă sau abundenţă a populaţiilor specifice, reprezintă un alt criteriu folosit în delimitarea biozonelor de extensiune concurentă ("metoda abundenţei relative"), ilustrat în coloana **c** a fig. 5.15., în care zonele sunt notate prin cifre romane. Acest tip de biozonă este folosit în practica biostratigrafică, mai ales, pentru marcarea "apogeului" unei specii sau unui grup de specii în cadrul unei secţiuni stratigrafice locale, fără ca aceasta să aibe o semnificaţie filogenetică. Deşi relevant din punct de vedere cronologic, în plan geografic restrâns, acest tip numit **biozonă de apogeu** ("*acme zone*" sau "*peak zone*", engl.) nu serveşte corelărilor într-un areal larg, abundenţa relativă a unei specii sau a unui grup de specii putând fi consecinţa unei ambianţe ecologice favorabile, dar episodică sau, din contră, al unei "crize ecologice" care a determinat moartea în masă a unor întregi populaţii.

Fiecare dintre cele 3 metode prezentate în fig. 5.15. folosite în delimitarea biozonelor de extensiune concurentă este aplicabilă în funcţie de specificitatea conţinutului paleontologic relevat în secţiunile stratigrafice; nu se poate spune că una este superioară alteia, cercetătorii aleg una sau alta dintre aceste metode (sau o altă metodă bazată pe un alt tip de biozonă) pentru a servi cât mai bine scopului urmărit, de clasificare biostratigrafică locală şi de corelare regională.

Paradigme ale evoluției speciilor

Datarea relativă prin metoda paleontologică este fundamentată pe evoluția categoriilor taxonomice elementare, speciile și subspeciile. Pe baza acestora sunt definite în cadrul secțiunilor stratigrafice locale biozonele succesive.

Experiența acumulată în cele aproape două secole de practică legată de divizarea timpului geologic în biozone, care sunt în esență secvențe ale evoluției speciilor, a determinat o serie de generalizări teoretice în încercarea de explicare a proceselor care determină succesiunea stratigrafică a speciilor. Dintre modelele avansate, două au reținut cel mai mult atenția specialiștilor în ultimele decenii, opunând două concepții diferite asupra desfășurării proceselor de speciație: **modelul gradualismului filetic** și respectiv, **modelul echilibrelor intermitente.**

Conform **modelului gradualist** filogeneza speciilor se desfășoară continuu prin acumularea variațiilor morfologice apărute în cadrul populațiilor. Gradualismul filetic consideră două modalități de desfășurare a procesului de speciație: *anageneza* și *cladogeneza*.

Anageneza susține glisarea continuă și unidirecțională a variațiilor morfologice, care pot genera subspecii tranzitorii ce preced apariția unei noi specii (fig. 5.16). În mod convențional o nouă specie este recunoscută atunci când între cele două populații, cea inițială

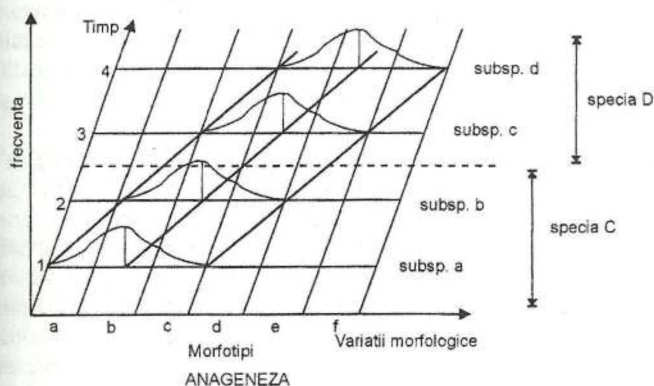


Fig. 5.16. Schema evoluției anagenetice. O specie **C** se transformă într-o nouă specie **D** trecând prin stadii intermediare (subspeciile **b**, **c**) (după Tintant, 1972).

(parentală) și cea derivată, există deosebiri care permit distingerea lor cu ușurință.

Ritmul producerii variațiilor morfologice este diferit în cadrul liniilor de evoluție: uneori viteza transformărilor este mare, speciile succedându-se la intervale relativ scurte (cazul liniilor *tahitelice*), alte ori ritmul transformărilor este foarte lent, aproape nul, specia rămânând aparent nemodificată perioade îndelungate (cazul liniilor *braditelice*); între cele două cazuri se plasează liniile *horotelice*, cu un ritm mediu al transformărilor (Fig. 5.17).

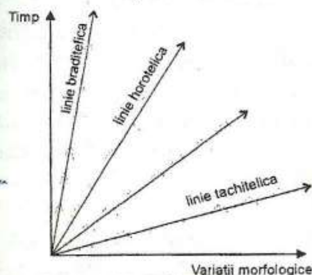


Fig. 5.17. Ritmuri diferite ale schimbărilor morfologice în cadrul liniilor de evoluție a speciilor (din Pomerol et al., 1987).

Intreaga serie de descendenţi ai unei anumite linii filogenetice nu este cunoscută nici o dată în succesiunea stratigrafică a unei singure localităţi; secvenţele stratigrafice locale cuprind de obicei doar segmente restrânse ale liniilor filogenetice. Comune sunt în schimb în cadrul secvenţelor stratigrafice locale speciile "criptogene" ("cu origine ascunsă"), nelegate filetic de speciile din stratele mai vechi.

Spre deosebire de anageneză, ***cladogeneza*** conduce la divergenţa bruscă a liniilor evolutive, din trunchiul de origine se desfac două sau mai multe ramuri ce corespund unor noi specii (fig. 5.18). Noile ramuri apar în cadrul unor populaţii izolate geografic şi, de obicei, restrânse numeric, ceea ce face dificilă recunoaşterea în cadrul secvenţelor stratigrafice a momentului apariţie unei noi specii.

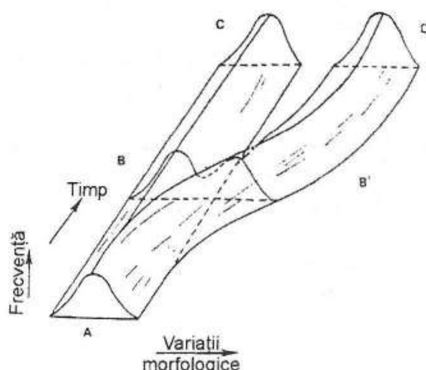


Fig. 5.18. Schema evoluţiei cladogenetice. Specia ancestrală **A** dă naştere la două specii **C** şi **D** prin intermediul speciilor **B** şi **B'** (după Tintant, 1972).

Modelul **echilibrelor intermitente,** (numit şi al "echilibrelor punctuale"), este bazat pe constatările rezultate din practica biostratigrafică, conform cărora speciile rămân stabile, fără a releva modificări morfologice, perioade îndelungate, după care o nouă specie îşi face apariţia (fig. 5.19). Specia în accepţiunea biostratigrafică este o *cronospecie*, ale cărei caractere morfologice (de regulă singurele conservate la specia paleontologică) se menţin unitare un interval mai scurt sau mai îndelungat.

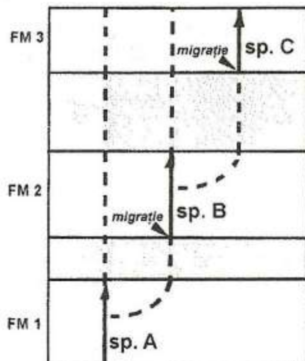


Fig. 5.19. Schema speciaţiei în modelul "echilibrelor intermitente" Liniile continui indică prezenţa speciilor în unităţile stratigrafice locale (formaţiunile 1 – 3), iar liniile punctate arată existenţa speciei în cadrul aceleiaşi unităţi, dar în alte localităţi. Noile specii apar ca urmarea unor schimbări morfologice produse relativ repede în cadrul unor populaţii izolate la periferia arealului ocupa de o specie de origine (modalitatea speciţiei alopatrice). Benzile indică lacune strtigrafice (fizice) sau de observaţie (după Eldredge, 1971).

Modelul "echilibrelor intermitente" implică scindarea populaţiei unei specii, pe măsura extinderii arealului de viaţă, într-o serie de "subpopulaţii" locale, parţial sau total izolate reproductiv, ce pot manifesta tendinţe evolutive proprii, influenţate şi de posibilele particularităţi ecologice locale, conducând în final la apariţia unor noi specii. Această modalitate a genezei speciilor prin izolare geografică este cunoscută sub numele de *speciaţie allopatrică*. O altă modalitate este cea a *speciaţiei simpatrice*, care nu implică mărirea progresivă a arealului, urmată de izolarea unor grupuri restrânse de indivizi, datorită unor factori geografici sau ecologici: izolarea reproductivă a "subpopulaţiilor", care se află la originea apariţiei unor noi specii este în acest caz determinată de o serie de particularităţi fiziologice, etologice (de comportament) sau genetice, apărute la unii indivizi din cadrul populaţiei originale.

Unii autori consideră că cele două modele, gradualismul filetic şi echilibrele intermitente, pot interfera în desfăşurarea

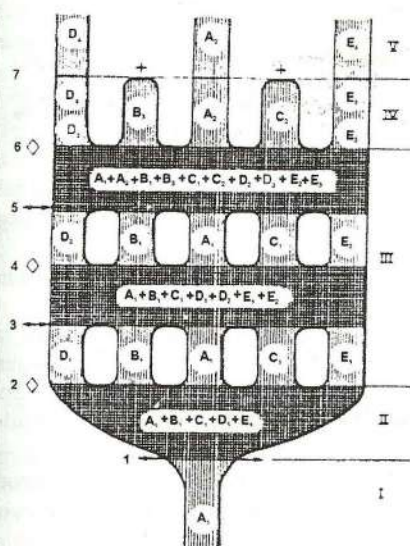


Fig. 5.20. Modelul speciației reticulate (după Sylvester-Bradley, 1977).

proceselor de speciație. Modalitatea combinativă a fost numită de Sylvester-Bradley (1977) ***speciație reticulată***. In fig. 5.20 este prezentat, după autorul menționat, modelul reticulat prin succesiunea a 4 faze.

Faza I de *stabilitate morfologică* a populației unei specii distribuită într-un areal unitar este urmată de o fază *eruptivă* (II), în care populația își extinde arealul de viață, populația unitară se divide în subpopulații mai mult sau mai puțin izolate, în cadrul cărora se produc variații polimorfe; în faza III (faza *reticulată*) procesele de hibridare în condiții de izolare conduc la apariția unei specii politipice (nivelele 3 și 6). Din cele 5 linii filetice rezultate prin cladogeneză în faza a IV-a (faza *de divergență*), două dispar (nivelul 7) iar altele trei continuă fără modificări într-o fază de stabilitate morfologică (faza V echivalentă fazei I).

5.1.3. Aplicații ale metodei de datare paleontologică

a. Evaluarea geocronologică a lacunelor stratigrafice

Lacunele sau hiatusurile stratigrafice sunt intervale geocronologice neconcretizate prin depozite în cadrul secvențelor de strate. Lacunele stratigrafice reprezintă o realitate comună în Stratigrafie, fiind determinate de evoluția sedimentologică în context paleogeografic al bazinelor. Lacunele sunt cauzate de întreruperea proceselor de sedimentare, în mod obișnuit datorită mișcărilor tectonice care conduc la exondarea temporară, integrală sau parțială în plan geografic, a unui bazin acvatic (marin sau lacustru). Trecerea de la un regim de sedimentare acvatic care asigură continuitatea depozițională, la unul continental, subaerian implică totdeauna hiatusul stratigrafic, care poate fi întrerupt prin scufundarea bazinului și reluarea sedimentării în condiții acvatice. Acesta este cazul *lacunelor de sedimentare*, care pot fi precedate în cadrul succesiunilor de depozite marine, de faciesuri regresive, litorale, lagunare sau lacustre, uneori cuprinzând depozite evaporitice.

Lacune stratigrafice pot rezulta și în urma eroziuni asupra substratului depozițional a curenților de adâncime; acestea reprezintă *lacune de eroziune*, marcate, de regulă, prin suprafețe neregulate. Uneori amploarea geocronologică a acestor lacune este foarte restrânsă, nedectabilă prin metodele stratigrafice de datare.

Evaluarea duratei lacunelor în cadrul succesiunilor sedimentare poate fi realizată prin metoda de datare relativă, paleontologică, pornind de la identificarea și delimitarea biozonelor în plan local, urmat apoi de compararea schemei de clasificare biostratigrafică obținute cu schema de referință biostratigrafică regională, care prezintă imaginea completă, fără lacune, a biozonelor dintr-un anumit areal (fig. 5.21.). Durata lacunelor poate fi cunoscută, în mod cantitativ, dacă limitele biozonelor în schema de referință sunt calibrate prin metode de datare absolută, de regulă, prin metoda radiometrică.

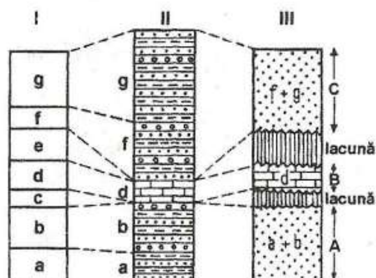


Fig. 5.21. Recunoaşterea lacunelor stratigrafice în cadrul unei secţiuni (II) prin compararea succesiunii biozonelor (a, b, ..., g) cu schema de referinţă biostratigrafică regională (I). A – C cicluri de sedimentare în evoluţia sedimentologică a zonei reconstituită în coloana III.

Trebuie avut în vedere că absenţa în cadrul succesiunilor stratigrafice locale a unei sau a mai multor biozone nominale faţă de schema biostratigrafică etalon, nu semnifică totdeauna un interval lacunar. O specie sau un ansamblu de specii care defineşte o biozonă poate lipsi din unele zone ale regiunii, fie datorită nefosilizării, fie datorită migraţiei speciei sau speciilor respective într-un alt areal.

Din acest motiv, identificarea unei lacune şi evaluarea duratei sale prin metoda paleontologică reclamă o cunoaştere aprofundată de către cercetător, atât a contextului litologic regional, a semnificaţiei sale sedimentologice şi paleoecologice, cât şi a aspectelor legate de evoluţia organismelor ce susţin clasificarea biostratigrafică dintr-o anumită regiune.

b. *Recunoaşterea caracterului "comprehensiv" sau "condensat" al succesiunilor stratigrafice*

Cadrul geotectonic în care sunt situate bazinele de sedimentare, apropierea sau depărtarea faţă de ariile-sursă, caracterul activ sau inactiv al acestora, sunt factori care determină structura litologică şi proprietăţile stratigrafice ale succesiunilor de strate acumulate. Intre aceste proprietăţi se înscrie şi grosimea depozitelor.

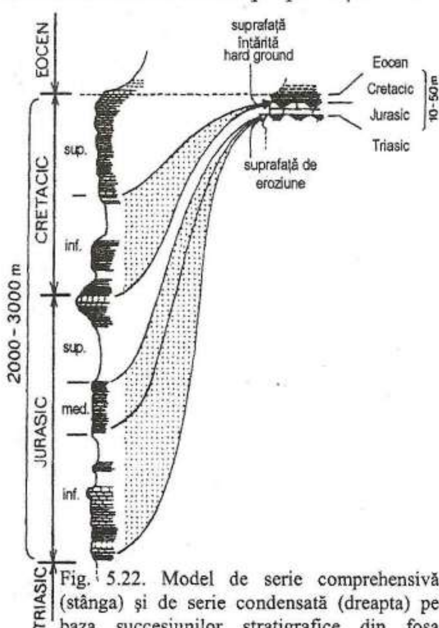


Fig. 5.22. Model de serie comprehensivă (stânga) şi de serie condensată (dreapta) pe baza succesiunilor stratigrafice din fosa dofineză şi respectiv din cordiliera brianconeză din Alpii Occidentali francezi (din Auboin, 1967).

Grosimea depozitelor formate în cadrul unui bazin, raportată la durata sedimenţării, permite recunoaşterea a două tipuri de succesiuni stratigrafice: *succesiuni comprehensive* şi, respectiv, *succesiuni condensate* (fig. 5.22.).

Succesiunile comprehensive sunt reprezentate prin macrosecvenţele stratigrafice cu grosime mare, de ordinul sutelor sau miilor de metri, formate în general din roci detritice grosiere (conglomerate, gresii) în condiţii de continuitate sedimentologică, fără a include deci lacune, şi într-un interval geocronologic relativ restrâns. Formaţiunile turbiditice marine, de tip fliş, acumulate în bazine mobile, subsidente reprezintă exemple tipice de succesiuni comprehensive.

Din contra, *succesiunile condensate* au grosimi mici ce corespund unor intervale mari de timp, consecinţă a vitezei reduse de sedimentare. Asemenea succesiuni caracterizează ariile stabile aşa cum sunt cele de platformă marină carbonatată sau domeniul oceanic de sedimentare pelagică. In cadrul succesiunilor con-

densate un metru de sedimente poate reprezenta o durată de câteva milioane de ani. Deseori, aceste succesiuni includ lacune stratigrafice, în intervalele de nedepunere a sedimentelor au avut loc procese de cimentare concretizate prin "cruste întărite" (*hard ground*, engl.). Tipurile litologice comune în cadrul acestor serii sunt rocile pelitice şi carbonatate, în timp ce rocile detritice grosiere pot fi întâlnite doar accidental. Caracterul comprehensiv sau condensat al succesiunilor stratigrafice poate fi stabilit prin delimitarea biozonelor în cadrul secţiunilor locale şi raportarea acestora la succesiunea biostratigrafică etalon-regional pentru intervalul geocronologic corespunzător. In timp ce în cazul unei succesiuni comprehensive, unei singure biozone îi pot corespunde câteva sute de metri grosime, într-o succesiune condensată mai multe biozone pot fi concentrate în mai puţin de 1 m grosime.

5.1.4. Precauţii necesare în datarea relativă prin metoda paleontologică: fosilele remaniate

Prin dinamica proceselor de sedimentare, componente ale unui corp litologic pot fi erodate şi transportate departe de locul ocurenţei, fiind incorporate într-un nou depozit sedimentar. Asemenea componente pot fi minerale, fragmente de roci, iar în cazul în care corpul-sursă este de origine sedimentară pot fi incluse şi fosile.

In noul sediment aceste fosile "alohtone "sau "remaniate" sunt asociate resturilor organice contemporane procesului de acumulare, care reprezintă indicatorii reali ai vârstelor relative.

Asocierea în cadrul aceluiaşi strat a unor fosile remaniate, alături de cele autohtone constituie o importantă sursă de erori în datarea prin metoda paleontologică, motiv pentru care diferenţierea celor două categorii este absolut necesară în analiza biostratigrafică.

Deseori stratele sunt lipsite de fosile autohtone sau cele întâlnite sunt lipsite de semnificaţie temporală precisă, în schimb, pot fi prezente in aceste strate fosile remaniate, aparţinând unor biozone cu poziţie recunoscută în ierarhia biostratigrafică. Cercetătorul va trebui să identifice asemenea situaţii, analizând conţinutul paleontologic în contextul întregii secvenţe stratigrafice. Uneori el este ajutat de unele indicii oferite de fosilele remaniate: uzura suprafeţelor cauzată de transport, prezenţa în interiorul cavităţilor a unor resturi din matricea rocilor în care au fost incorporate iniţial, aspecte care sugerează caracterul alohton al fosilelor respective.

In mod obişnuit, remanierile au loc din depozite mai vechi în depozite mai noi. Există însă şi situaţii în care fosilele pot proveni, prin infiltraţie sau bioturbaţii din depozite mai noi, în depozitele mai vechi de dedesubt (vezi fig. 5.6.).

Fosilele remaniate pot induce pe lângă erori de datare, confuzii legate de reconstituirea paleomediilor de sedimentare, atunci când în cadrul *tafocenozelor* (comunităţi de fosile din cadrul unui strat sau a unei secvenţe de strate) fosilele remaniate provin din medii ecologice diferite faţă de cele reprezentate prin fosilele autohtone.

5.2. Datarea absolută

Cunoaşterea vârstei corpurilor litologice în manieră cantitativă, exprimată numeric în ani tereştri este realizată printr-o serie de metode incluse generic sub numele de "datare absolută". Prin "datarea absolută" poate fi de asemenea stabilită durata fenomenelor deductibile din studiul rocilor, precum şi viteza sau ritmul desfăşurării proceselor geologice.

Unele dintre aceste metode sunt aplicabile doar în cazul unor fenomene episodice, cu defăşurare continuă, ciclică, marcate prin repere cu semnificaţie cronologică anuală sau diurnă, aplicabilitatea acestor metode încetând odată cu întreruperea proceselor generatoare. Aşa sunt *metoda varvelor, metoda dendrocronologică, metoda striurilor de creştere la*

scheletele calcaroase ale unor organisme (coralii, de exemplu); aceste metode pot fi grupate sub numele de "**metode de datare absolută cu aplicabilitate geocronologică restrânsă**".

Singura dintre metodele de datare numerică utilizabilă pe întreg spectrul vârstelor geologice, de la cele mai vechi la cele mai recente, este ***metoda radiometrică***, bazată pe fenomenul dezintegrării radioactive. Excepţionala importanţă practică a metodei radiometrice a determinat perfecţionarea continuă a echipamentelor de măsurare şi a procedurilor analitice vizând reducerea erorilor, în jurul acestei metode constituindu-se un domeniu distinct al Stratigrafiei, **Radiocronologia** sau **Cronologia izotopică**.

Atomi şi izotopi

Nucleul unui atom este compus din protoni (particole cu sarcină pozitivă) şi neutroni (particole neutre). Numărul de protoni defineşte numărul atomic al unui element şi determină proprietăţile sale. Orice schimbare a numărului de protoni şi deci, a numărului atomic, formează un nou element cu o structură atomică diferită şi cu alte proprietăţi fizice şi chimice (fig.5.23.).

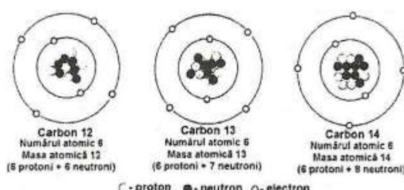


Fig. 5.23. Structura atomică, numărul atomic, masa atomică şi izotopii carbonului. Numărul atomic al C este 6, iar masa atomică 12, 13 sau 14, în funcţie de numărul de neutroni.

Numărul însumat al protonilor şi neutronilor dintr-un atom redă masa atomică. Carbonul, de exemplu, are numărul atomic 6 şi trei mase atomice: 12,13 şi 14, în funcţie de numărul de neutroni prezenţi. Aceste forme variabile ale aceluiaşi element sunt numite izotopi. Majoritatea izotopilor, ca de exemplu, carbonul 12 şi 13, sunt stabili, alţii însă, precum carbonul 14 sunt instabili. Izotopii instabili sunt radioactivi, rata lor de dezintegrare fiind măsurată în scopul determinării vârstelor absolute.

5.2.1. Metoda radiometrică

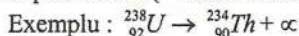
Prin fenomenul dezintegrării radioactive un element sau izotop instabil trece, în mod continuu, cu viteză constantă, într-un element stabil, numit *element radiogen* sau *derivat*. Fenomenul dezintegrării radioactive este ireversibil, astfel încât cunoscând prin măsurători raportul cantitativ existent la un moment dat într-o rocă sau într-un mineral între elementul radioactiv şi cel radiogen, poate fi calculat timpul scurs de la începutul dezintegrării. Ecuaţia generală de calcul a vârstelor radiometrice este :

$t = \frac{1}{\lambda} \log_n (1+\frac{D}{S})$, în care D reprezintă numărul de atomi radiogeni sau derivaţi, la momentul t, S-numărul de atomi radioactivi sau sursă; λ este constanta de dezintegrare, cu valoare diferită pentru fiecare element radioactiv, de exemplu, pentru **uraniu 238** λ are valoarea 0,693.

Raportul $\frac{D}{S}$ se măsoară prin spectrometrie de masă în cadrul laboratoarelor specializate de geocronologie. Vârstele se calculează în funcţie de perioada de înjumătăţire (T) care este constantă şi determinată pentru fiecare element radioactiv în parte. Perioada de înjumătăţire variază pentru elementele radioactive între mai puţin de o miliardime de secundă şi 50 miliarde de ani.

Dezintegrarea radioactivă are loc în trei moduri:

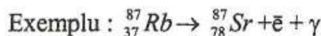
1. Prin emisie de particole α (= nucleul unui atom de heliu format din 2 protoni şi 2 neutroni):



Exemplu : $^{238}_{92}U \rightarrow \, ^{234}_{90}Th + \alpha$

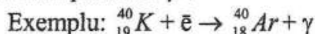
în acest caz, elementul radiogen are o masă atomică mai mică cu 4 unităţi, faţă de elementul radioactiv.

2. Prin emisia unei particole β (electron, cu sarcină negativă), masa atomică rămânând neschimbată:



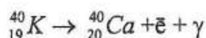
Exemplu : $^{87}_{37}Rb \rightarrow \, ^{87}_{78}Sr + \bar{e} + \gamma$

3. Prin captarea unei particole β :



Exemplu: $^{40}_{19}K + \bar{e} \rightarrow \, ^{40}_{18}Ar + \gamma$

dar în acest caz particular, emisia concomitentă a unui electron conduce la formarea calciului radiogen:



$^{40}_{19}K \rightarrow \, ^{40}_{20}Ca + \bar{e} + \gamma$

In toate cazurile sunt emise din nucleu radiaţii γ (radiaţii electromagnetice de energie înaltă).

Unele elemente radioactive trec în elementul radiogen, stabil printr-o singură fază, de exemplu, $^{87}Rb \rightarrow ^{87}Sr$ printr-o singură emisie β, sau $^{40}K \rightarrow ^{40}Ar$ printr-o singură captare β. Alte elemente radioactive parcurg mai multe faze, de exemplu $^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$ prin 7 emisii α şi 6 emisii β, iar $^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$ prin 8 emisii α şi 6 emisii β.

Fenomenul dezintegrării radioactive nu se desfăşoară în mod linear, ci prin înjumătăţirea la intervale de timp egale a elementului radioactiv şi trecerea sa în element radiogen, curba de dezintegrare tinzând asimptotic spre 0 (fig. 5.24.).

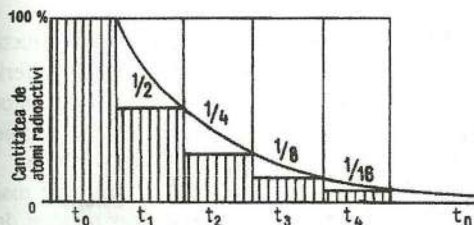


Fig. 5.24. Curba dezintegrării radioactive. De la formarea mineralului radioactiv (t_0) dezintegrarea se desfăşoară continuu prin înjumătăţiri succesive, sârşitul unei perioade de înjumătăţire marcând începutul unei noi perioade.

In tabelul 5.2. sunt prezentate principalele metode de datare radiometrică, cu perioadele de înjumătăţire a izotopilor radioactivi, intervalele de aplicabilitate sau vârsta rocilor ce pot fi datate prin metoda respectivă, precum şi mineralele sau rocile pe care pot fi efectuate măsurătorile.

TABEL 5.2.

Izotop radioactiv (Sursă)	**Izotop radiogen (Derivat)**	**Timp de înjumătăţire** (ani)	**Aplicabilitate geocronologică** (ani)	**Minerale,roci şi alte materiale utilizate**
Rubidiu 87	Stronţiu 87	47×10^9	$> 5 \times 10^6$	muscovit, biotit, microclin, glauconit, roci metamorfice
Potasiu 40	Argon 40	$1,3 \times 10^9$	$> 10 \times 100^3$	muscovit, biotit, hornblendă, glauconit, sanidin, roci vulcanice
Uraniu 238	Plumb 206	$4,5 \times 10^9$	$> 5 \times 10^6$	monazit, zircon, uraninit, pehblendă
Uraniu 235	Plumb 207	$7,13 \times 10^6$	$>60 \times 10^6$	monazit, zircon, uraninit, pehblendă
Thoriu 230	Radiu 226	$7,7 \times 10^3$	$< 250 \times 10^3$	sedimente carbonatice, corali aragonitici
Carbon 14	Azot 14	5730	$<40 \times 10^3$	lemn, cărbune, cochilii calcaroase, oase.

10^3 - mii ani ; 10^6 -milioane ani ; 10^9 -miliarde ani

5.2.1.1. Acuratețea metodei radiometrice, surse de erori și posibilități de reducere a lor

Acuratețea datărilor absolute prin metoda radiometrică depinde de starea fizică a rocilor examinate, de gradul de fiabilitate al spectrometrelor folosite în analize precum și de unele variații ale constantei de dezintegrare λ.

Exactitatea datărilor radiometrice reclamă ca sistemul mineral care cuprinde elemente radioactive să rămână închis din momentul cristalizării sale, deci să nu fi avut loc îmbogățiri sau pierderi secundare de elemente radioactive sau radiogene. Asemenea îmbogățiri sau pierderi au loc, în mod natural, prin fenomenele de alterare, prin îngroparea rocilor la adâncimi mai mari de 200 m, prin metamorfism regional sau de contact termic care implică creșteri de temperatură cu peste 100°C.

De exemplu, dacă datările prin metoda K-Ar se efectuează pe glauconit (mineral ce conține în rețeaua sa K_{40}) care s-a îmbogățit în argon prin captare din atmosferă (argonul atmosferic este prezent în forma elementului radiogen Ar_{40}) în urma unor procese de alterare, vârsta măsurată va fi mai mare, deci "îmbătrânită" față de cea reală; din contră dacă roca cu glauconit a fost supusă ulterior formării sale unor presiuni sau temperaturi ridicate (peste 100^0C) prin îngropare adâncă sau metamorfism, o parte a argonului radiogen se pierde, rezultatul fiind "întinerirea" vârstei.

O altă sursă de erori este legată de aparatura de măsurare. Chiar cele mai fiabile spectrometre de masă nu pot elimina complet erorile, acestea variind, în general, între ± 0.2 – 2%, iar în cazul rocilor mai vechi, din Precambrian sunt acceptabile chiar erorile de ± 5% . Datele radiometrice sunt însoțite, de aceea, de ecartul de eroare (de exemplu rezultatul datării unor roci din Carbonifer poate fi prezentat în forma 325 ± 10 milioane ani).

Pentru reducerea erorilor se impun, pe de o parte, măsuri legate de prelevarea corectă a eșantioanelor pentru măsurători prin eliminarea rocilor alterate sau a celor care au suferit transformări induse de presiuni și temperaturi ridicate, pe de altă parte, în laborator tratamentul prin ultrasunete al probelor pregătite pentru analiza spectrometrică trebuie moderat, pentru a nu afecta conținuturile reale, iar spectrometrele trebuie calibrate periodic.

Pentru o rezoluție cât mai corectă, este recomandată efectuarea măsurătorilor pe mai multe eșantioane din aceeași rocă utilizând minerale diferite, prin folosirea unor metode de datare radiometrică diferite (de exemplu, în cazul datărilor pe glauconit în paralel cu metoda K-Ar, poate fi utilizată metoda Rb-Sr).

In pofida unor inerente și, ca atare, acceptabile erori care în cazul vârstelor din Precambrian poate însemna câteva zeci de milioane de ani, importanța metodei radiometrice pentru calibrarea numerică a scării timpului geologic este fundamentală, nici o altă metodă neputând-o substitui. In cazul rocilor magmatice și metamorfice, lipsite de fosile, deci nedatabile în mod relativ prin metoda paleontologică, radiometria oferă singura modalitate de stabilire a vârstei .

Scara timpului Fanerozoic, constituită în mod "relativ" prin succesiunea detaliată a biozonelor și cuantificată în mod "absolut" prin datarea radiometrică a limitelor dintre etaje, oferă posibilitatea unui bun control al datărilor radiometrice prin cele biostratigrafice. De exemplu, dacă în cadrul unei secvențe de strate sedimentare ce conține ceratiți caracteristici etajului Ladinian din Triasicul mediu, este prezentă o intercalație de lavă pentru care, prin datare radiometrică, s-a obținut vârsta de 340 ± 8 milioane de ani, contextul biocronologic invalidează această vârstă, Ladinianul având vârste cuprinse între 235 și 230 milioane de ani.

Sau, de exemplu, dacă un corp magmatic intruziv care a generat o aureolă de contact termic într-o succesiune de strate cu amoniți și inocerami de vârstă Coniaciană (Cretacic superior) indică, prin măsurătorile radiometrice, o vârstă mai mare de 90 milioane de ani, este evident că vârsta obținută este falsă, limita inferioară a Coniacianului aflându-se la nivel de 88

milioane de ani, iar prin aureola de transformare termică formată, corpul intruziv este mai nou decât stratele coniaciene.

Un altfel de "calendar geologic"

Vârstele radiometrice ne permit un exercițiu menit să ne facă perceptibile enormele valori ale timpului geologic. Putem, astfel, concentra întreaga durată de 4.6 miliarde de ani a istoriei geologice, de la consolidarea primei cruste terestre până în prezent, într-un singur an și să calculăm data calendaristică a unor evenimente importante din trecutul Pământului.

In acest artificiu de calcul unei zile a anului îi corespund 12,603 milioane de ani, unei ore – 525.114 ani, iar unui minut 8.752 ani.

Dacă ora 0 a *zilei de 1 ianuarie marchează formarea crustei terestre*, iată cum arată "calendarul geologic" prin consemnarea unor momente semnificative ale evoluției biologice:

	Vârsta absolută	**Data în "calendar"**
• Apariția primelor organisme unicelulare, procariote	3,5 miliarde ani	28 martie
• Apariția algelor unicelulare (primele eocariote)	1,6 miliarde ani	26 august
• Apariția primelor metazoare	1,2 miliarde ani	27 septembrie
• Apariția trilobiților, care marchează începutul Fanerozoicului	540 milioane ani	18 noiembrie
• Primii pești concomitent cu primele animale (artropode) terestre	425 milioane ani	27 noiembrie
• Primele vertebrate terestre (stegocefalii)	365 milioane ani	2 decembrie
• Primele reptile	330 milioane ani	5 decembrie
• Primii dinosauri	235 milioane ani	13 decembrie
• Primele mamifere	210 milioane ani	15 decembrie
• Primele păsări	142 milioane ani	20 decembrie
• Dispariția dinosaurilor și sfârșitul "Erei Reptilelor"	65 milioane ani	27 decembrie
• Apariția omului modern (*Homo sapiens*)	35 mii ani	31 decembrie ora 23.56

5.2.2. Metode de datare absolută cu aplicabilitate geocronologică restrânsă

In afara metodei radiometrice folosită pe întreg spectrul vârstelor geologice, de la cele mai vechi la cele mai noi, datările în manieră cantitativă pot fi realizate și printr-o serie de metode care redau cu mai multă precizie cadrul cronologic, dar cu utilitate limitată la durata unor procese care au generat stucturi sau compoziții chimice semnificative din punct de vedere temporal.

Aceste metode "cu aplicabilitate geocronologică restrânsă" sunt bazate pe procese și fenomene de natură diferită: fizică, chimică, sedimentologică, biologică, desfășurate neîntrerupt, dar într-un interval de timp relativ scurt. Așa sunt *metoda varvelor*, *metodele bazate pe creșterea unor structuri organice* (la arbori, licheni, corali), *metoda urmelor de fisiune nucleară*, bazată pe dezintegrarea spontană a unor elemente radioactive (U^{238}, U^{235}, Th^{232}), *metoda termoluminiscenței*, fundamentată pe proprietatea unor minerale de a emite, atunci când sunt încălzite, în mod natural sau artificial, radiații luminoase în spectru

vizibil, *metoda tefrocronologică* bazată pe vârsta cenuşilor vulcanice, *metoda bazată pe fenomenul de hidratare a obsidianei.*

Unele dintre aceste metode dau bune rezultate doar în cazul vârstelor recente, din Pleistocenul superior şi Holocen; aşa sunt dendrocronologia sau metoda bazată pe creşterea arborilor, tefrocronologia şi metoda bazată pe hidratarea obsidianului. Alte metode sunt aplicabile şi în cazul unor vârste geologice mai mari: metoda varvelor, metoda bazată pe creşterea unor structuri organice, metoda fisiunii nucleare, metoda termoluminiscenţei, dar în general prin aceste metode se determină durata unui fenomen sau proces şi nu vârsta absolută a rocilor rezultate în urma acestora.

Vom prezenta în continuare câteva dintre metodele mai utilizate în practica datărilor absolute.

a. *Metoda varvelor*

"Varvele" sunt cupluri formate din două microstrate sau lamine (în general cu grosime cuprinsă între 2 cm şi 2 mm), cu compoziţie litologică distinctă, care reflectă particularităţile climatice din decursul unui an.

Metoda este folosită în cazul sedimentelor lacustre sau lagunare din regiunile cu alternanţe climatice sezoniere în timpul unui an: anotimp cald/rece sau sezon arid/ploios. Aplicarea metodei reclamă continuitatea multianuală a proceselor depoziţionale dependente de stabilitatea regimului climatic şi constă din invetarierea cuplurilor de microstrate cu semnificaţie sezonieră.

Metoda a fost iniţiată de către geologul suedez de Geer în 1915, prin analiza sedimentelor lacustre formate în urma topirii gheţarilor ultimei dintre epocile glaciare cuaternare (epoca Würm) care acopereau sub forma unei calote regiunile nordice ale Laurasiei (Scandinavia, Canada, Siberia). In cadrul multor lacuri periglaciare post-würmiene din Scandinavia, de Geer a numărat şi a descris varvele anuale, constituite dintr-un microstrat mai gros de 1 cm, de culoare albă, format din nisip cuarţos şi dintr-o lamină subţire, milimetrică, de culoare închisă, alcătuită din material fin siltic şi pelitic, bogat în materie organică vegetală. Microstratul nisipos reprezintă depunerea din anotimpul cald, când eroziunea în ariile învecinate lacurilor se desfăşoară intens, materialul erodat fiind transportat şi sedimentat în lacuri, în timp ce lamina silto-pelitică constituie depunerea de iarnă, când lacurile îngheaţă, sedimentarea materialului grosier încetează, acumulându-se doar materialul fin din suspensiile aflate în pătura de apă a lacurilor, la care se adaugă materia organică provenită din descompunerea vegetaţiei din jurul lacului.

Varvele individuale prezintă unele particularităţi, determinate de fluctuaţiile climatice anuale: o durată mai mare a unuia dintre anotimpuri este reflectată proporţional de grosimea microstratului sau laminei corespunzătoare, unele diferenţe pot rezulta de asemenea din cantitatea şi compoziţia materiei organice din lamina de iarnă.

Aceste particularităţi permit caracterizarea varvelor în funcţie de anul în care au fost depuse, înlesnind corelarea între cuplurile aceluiaşi an din cadrul lacurilor aceleiaşi regiuni.

In fig. 5.25 este prezentat modul de calcul al duratei procesului depoziţional post-würmian în lacurile periglaciare scandinave: numărarea varvelor în carotele prelevate din întreaga succesiune sedimentară, începând cu lacurile "active" în care sedimentarea continuă şi în prezent, în mod descendent de la cuplul cel mai recent (al ultimului an) până la varvele cele mai vechi de pe fundul lacului. Varvele mai bine individualizate prin caractere particulare servesc mai departe drept reper în corelarea cu sedimentele acumulate în alte lacuri active sau în cele colmatate.

In acest mod s-a stabilit durata de cca. 12.000 ani a epocii Holocene, cea mai recentă diviziune a timpului geologic, care corespunde "etapei post-glaciare", până în prezent. Pe lângă stabilirea vârstei Holocenului, analiza varvelor, utilizată şi în lacurile din Canada, a

permis cunoaşterea detaliată a fluctuaţiilor climatice din ultima parte a Cuaternarului, în continentele nordice.

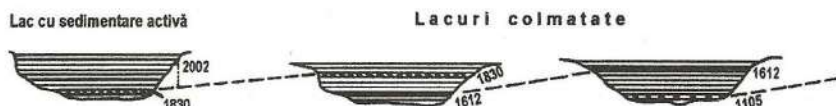


Fig. 5.25. Metodologia datării absolute prin varvele lacustre: pornind de la lacurile în care sedimentarea continuă şi în prezent, ale căror varve sunt cercetate în carote prelevate, identificarea cuplurilor anuale se face prin comparaţie în sens invers în cadrul sedimentelor din lacurile colmatate. Anii menţionaţi în figură sunt reprezentaţi în exemplul dat prin varve bine individualizate.

Metoda varvelor a fost folosită şi în cazul altor depozite cu caracter ciclic, sezonier, mai vechi decât Holocenul, dar în lipsa unui calibraj de referinţă absolut, aşa cum este cel al ultimului an în cazul varvelor holocene, nu a putut fi stabilită vârsta depozitelor respective ci doar durata proceselor de sedimentare implicate. Astfel, partea finală a Permianului superior din bazinul Germaniei de nord cuprinde secvenţe anuale, formate din strate de sare cu grosime de 5-10 cm şi lamine de 1-2 mm de anhidrit; în funcţie de gradul de solubilitate al compuşilor respectivi, sarea corespunde anotimpului arid, iar anhidritul sezonului mai puţin uscat.

b. *Metoda bazată pe structurile de creştere ale organismelor*

O serie de organisme marine, atât de origine vegetală (cianobacterii, algele cu tal calcaros), cât *şi de origine animală (corali, unele moluşte şi echinoderme) prezintă în cadrul* părţilor minerale structuri de creştere cu semnificaţie temporală, în general diurnă. In cazul organismelor vegetale striurile foarte fine, ultramicroscopice, sunt rezultatul fotosintezei. In mod similar, coralii hermatipici (generatori de recife) care trăiesc în simbioză cu unele alge unicelulare evidenţiază în structura scheletului calcaros striuri extrem de fine, cu semnificaţie diurnă, care sunt incluse în macrosecvenţe anuale. Prin comparaţie cu hexacoralii din prezent ce au 365 de microstriuri în cadrul unei macrosecvenţe, coralii din Devonian prezintă în jur de 400 de microstriuri anuale, indicînd o durată cu cca. 35 de zile mai mare a anului devonian. Această observaţie concordă cu datele astrofizicienilor care atestă că mişcarea de rotaţie a Pământului a fost mai rapidă în trecut; calculele lor indică o creştere cu 0,0016 secunde într-un secol, ceea ce face ca numărul de zile dintr-un an să scadă cu o unitate la fiecare 10 milioane de ani (fig. 5.26).

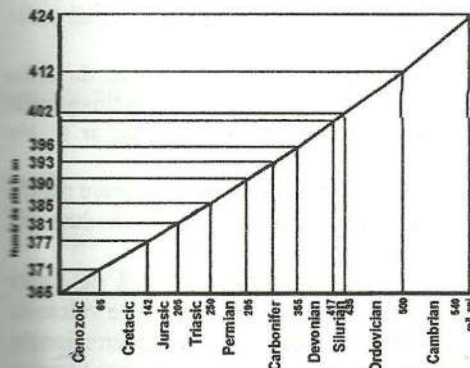


Fig. 5.26. Numărul de zile ale anului din perioadele Fanerozoicului calculate pe baza măsurătorilor astrofizice au fost confirmate de microstructurile de creştere ale coralilor (după Wells, 1963).

c. *Metoda dendrocronologică*

Acestă metodă se înscrie principial în categoria metodelor bazate pe structurile de creştere ale organismelor, referindu-se însă în mod specific la "inelele de creştere" ale arborilor din regiunile cu alternanţe cimatice sezoniere. Fiecare "inel" corespunde creşterii arborelui dintr-un an, grosimea relativă a fiecărui inel, microstructura ţesutului lemnos fiind elemente variabile care permit individualizarea "inelelor de creştere" în funcţie de particularităţile climatice anuale.

Metoda constă în inventarierea inelelor de creştere succesive ale arborilor, pornind de la arbori actuali, în creştere, prin corelare cu trunchiuri sau fragmente subfosile, îngropate sub strate de cenuşă vulcanică sau întâlnite în situri arheologice. Inelele de creştere ce prezintă aspecte mai bine individualizate constituie repere ce facilitează comparaţiile (fig. 5.27.).

Metoda dendrocronologică are o aplicabilitate restrânsă în cronologia absolută, până la maxim 12-14000 ani în urmă, deci în limitele Holocenului. La fel ca şi metoda varvelor, dendrocronologia oferă totodată informaţii asupra fluctuaţiilor climatice din decursul ultimelor milenii.

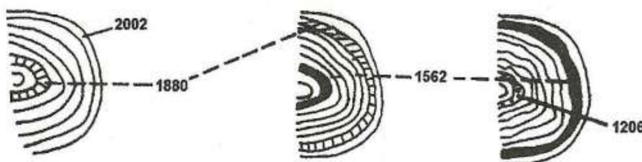


Fig. 5.27. Principiul datării dendrocronologice prin corelare în sens invers (de la arbori în creştere la lemn fosil) a inelelor de creştere anuală. 2002, 1880 - ani recunoscuţi pin caractere distinctive ale inelelor.

d. *Metoda urmelor de fisiune*

Urmele de fisiune sunt produse prin dezintegrarea sau fisiunea spontană a unor elemente radioactive aşa cum sunt U^{238} sau U^{235}, Th^{232} în nuclei mai mici (= nuclei derivaţi) ce acţionează ca nişte proiectile, perturbând ordinea cristalelor care le includ. Urmele traiectoriilor nucleilor derivaţi apar sub forma unor linii de 1-10 μ pe secţiunile şlefuite cu acid fluorhidric, densitatea traiectoriilor fiind proporţională cu vârsta mineralului şi conţinutul său în uraniu sau thoriu, determinat în raport cu etaloanele omologate. Metoda urmelor de fisiune dă bune rezultate în cazul aplicării sale pe anumite minerale cu conţinut radioactiv, aşa cum sunt zirconul, apatitul, micele, olivina sau pe sticlă vulcanică ori tectite.

e. *Metoda tefrocronologică*

Numele metodei derivă din cuvântul grec *tephra* - cenuşă. Metoda este folosită în scopul datării absolute a produselor erupţiilor vulcanice distribuite pe un larg areal geografic, aplicarea metodei implicând cunoaşterea datei erupţiilor, toate produsele recunoscute ale unei anumite erupţii fiind considerate sincrone acesteia, indiferent de distanţa la care se situează faţă de centrul vulcanic. Acurateţea datărilor prin metoda tefrocronologică se rezumă astfel doar la erupţiile consemnate istoric.

Ţinând cont de faptul că produsele fiecărei erupţii prezintă particularităţi de ordin mineralogic şi geochimic, toate cenuşile sau lavele având compoziţii corespunzătoare celei din centrul de origine sunt considerate de aceeaşi vârstă cu erupţia, în orice loc ar fi ele întâlnite.

Produsele fine ale unor puternice erupţii vulcanice au fost răspândite pe o mare parte a Pământului sau chiar pe întreaga sa suprafaţă. Aşa sunt spre exemplu cenuşile rezultate din erupţia vulcanului indonezian Krakatoa din anul 1883.

Dacă în sens strict, tefrocronologia nu poate fi aplicată drept metodă de datare absolută decât în cazul unor vârste recente, consemnate istoric, în schimb cenuşile vulcanice reprezintă un foarte bun reper stratigrafic, utilizabil în cronocorelările interregionale, indiferent de vârsta erupţiilor (vezi pag. 60). Utilizarea cenuşilor şi a altor produse vulcanice în corelarea stratigrafică constituie obiectul **Tefrostratigrafiei.**

6. CORELAREA STRATIGRAFICĂ

6.1. Conceptul de "corelare stratigrafică "

Pentru elaborarea hărţilor geologice - document principal în descifrarea istoriei geologice a unei regiuni - este necesară stabilirea pentru fiecare dintre unităţile litostratigrafice din arealul cercetat a extensiunii spaţiale şi cronostratigrafice. Aceasta se realizează prin **corelarea stratigrafică,** activitate complexă care în esenţă constă în compararea caracterelor (litologice, stratonomice, paleontologice, geofizice, etc.) ale stratelor şi secvenţelor stratigrafice deschise la suprafaţă în cadrul unor secţiuni locale. Deşi scopul comparaţiilor între diferite secţiuni stratigrafice locale nu este restrâns la stabilirea raporturilor de vârstă dintre acestea, totuşi echivalarea cronologică între depozitele distribuite într-un areal constituie preocuparea principală în corelarea stratigrafică, care condiţionează elaborarea hărţilor geologice.

Corelarea stratigrafică se desfăşoară în egală măsură şi între secvenţele neexpuse în aflorimente, aflate în subteran şi cercetate prin foraje.

Corelarea depozitelor investigate prin foraje vizează, de cele mai multe ori, scopuri economice, legate de prospecţiuni pentru hidrocarburi, dar şi cunoaşterea structurii stratigrafice şi tectonice de adâncime. Corelarea depozitelor din foraje se realizează în principal pe baza proprietăţilor geofizice redate prin diagrafiile de sondă.

În plan teoretic, reconstituirea istoriei geologice a unei regiuni, a succesiunii evenimentelor de natură diferită care compun această istorie, este de asemenea realizată prin corelarea stratigrafică.

Caracterele sau proprietăţile utilizate în corelarea stratigrafică, numite în acest context *criterii de corelare*, nu au o egală relevanţă cronologică. Unele dintre acestea sunt foarte variabile în timp şi spaţiu, în funcţie de fluctuaţiile de la o zonă la alta a proceselor care se află la originea caracterelor. Din această categorie fac parte majoritatea criteriilor litologice, stratonomice, geochimice şi geofizice. Criteriile paleontologice pe baza cărora sunt definite unităţile biostratigrafice sunt, de asemenea, variabile în plan regional, cu atât mai mult cu cât arealul considerat este mai extins; aceasta în legătură cu nesincronismul apariţiei şi dispariţiei speciilor în diferite zone circumscrise arealului ocupat, cu diferenţele taxonomice din cadrul asociaţiilor de organisme induse de variaţiile ecologice, etc.

Caracterul fluctuant al criteriilor menţionate se reflectă prin aspectul diacron al limitelor unităţilor litostratigrafice şi a celor biostratigrafice în arealul de dezvoltare

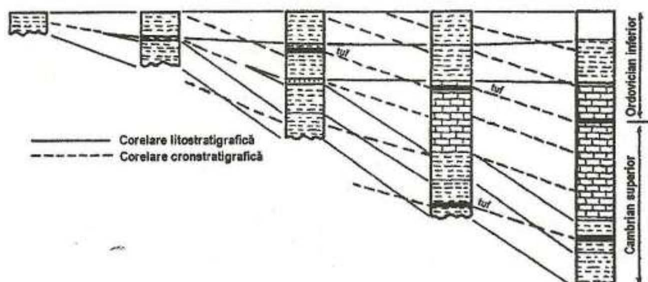


Fig. 6.1. Un exemplu de neconcordanţă între "litocorelare" şi "cronocorelare". Litocorelarea presupune continuitatea laterală a termenilor litologici între aceleaşi nivele izocrone. In fapt condiţiile de sedimentare foarte variabile chiar la scara unei regiuni restrânse ale aceluiaşi bazin determină diacronismul stratelor şi schimbarea laterală a litologiei. Cronocorelarea este în schimb realizată prin evidenţa unor evenimente cu certă desfăşurare sincronă în cadrul unui areal, în cazul prezentat prin strate de tuf vulcanic, rezultate din erupţii succesive şi prin coincidenţa conţinutului paleontologic.

comparativ cu limitele izocrone ale unităţilor cronostratigrafice (fig. 6.1).

Conceptul modern de corelare stratigrafică, bazat pe cunoaşterea potenţialului diferit în relevanţa cronologică a criteriilor utilizate, face distincţie între "corelarea rocilor", care este de regulă estimativă din punct de vedere cronologic, şi "corelarea cronologică" care conduce la stabilirea mai precisă a raporturilor temporale între depozitele comparate (fig. 6.1).

În funcţie de această distincţie, corelarea stratigrafică este divizibilă, conceptual şi metodologic în **litocorelări, biocorelări** şi **cronocorelări.**

Litocorelările şi **biocorelările** se înscriu în categoria de "corelare a rocilor" deşi unele dintre criteriile folosite în fiecare dintre cele două domenii pot susţine echivalări cronologice precise, dar numai într-un cadru geografic relativ restrâns.

Cronocorelările sunt bazate pe criterii determinate de fenomene sau "evenimente" cu amplă desfăşurare geografică, inclusiv planetară şi ale căror efecte sunt în mod egal sau similar marcate, calitativ şi cantitativ, în cadrul depozitelor geologice de aceeaşi vârstă, indiferent de localizarea geografică a acestora. Asemenea evenimente corelabile la scară planetară sunt reprezentate prin extincţiile biologice majore, fluctuaţiile de temperatură şi salinitate din cadrul bazinelor oceanice detectabile prin cercetarea izotopilor stabili, inversiunile geomagnetice etc. Cronocorelările care conduc la trasarea, pe baza evenimentelor sincrone a planelor izocrone ce separă diviziunile timpului geologic constituie domeniul **"Stratigrafiei evenimentelor".**

Activităţile legate de echivalarea cronologică în plan regional a evenimentelor pot fi confruntate cu următoarele situaţii (fig. 6.2.):

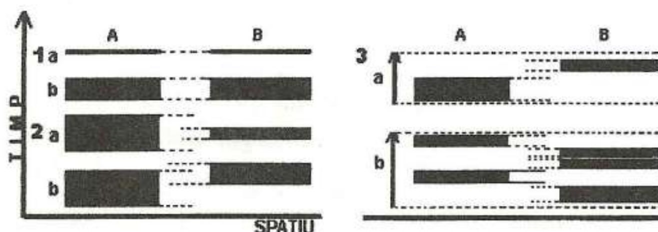


Fig. 6.2. Cazuri posibile în corelarea cronologică a evenimentelor geologice (din Pomerol et al., 1987)

1. corelarea unui eveniment cu efecte perfect sincrone în două secţiuni distincte (**1a** şi **b**):

a. eveniment cu durată scurtă, practic instantanee la scara timpului geologic, marcat printr-un indicator cronologic precis (de exemplu un strat de tuf rezultat al unui anumit moment de erupţie vulcanică, cu largă distribuţie geografică).

b. eveniment cu durată mai mare, ale cărui limite, inferioară şi superioară, sunt bine determinate cronologic (de exemplu apariţia şi dispariţia simultană a unei specii sau a unei asociaţii de specii dintr-un anumit areal).

2. corelarea unui eveniment cu simultaneitate parţială (**2a** şi **b**):

a. durata evenimentului din B inclusă în A

b. durata evenimentului în B puţin decalată faţă de A (A şi B parţial sincrone)

3. corelarea unui eveniment cu desfăşurare nesimultană (**3a** şi **b**)

a. eveniment complet decalat cronologic în A şi B dar între limite apropiate

b. eveniment cu desfăşurare evolutivă (pulsatoriu), nesimultană în A şi B.

Stabilirea caracterului parţial sau total nesincron al unor evenimente desfăşurate într-un interval scurt de timp, aşa cum sunt situaţiile prezentate în cazurile 2 şi 3 depinde de acurateţea cronologică a reperului de corelare utilizat.

6.2. Corelarea pe baza criteriilor litologice - Litocorelări

Principalele criterii folosite în corelarea litologică sunt identitatea litofacială, stratele-reper, asemănarea compoziției mineralogice și a compoziției geochimiei, similitudinea lito-structurală a secvențelor stratigrafice, asemănarea proprietăților geofizice redate prin diagrafiile de sondă.

Datorită fluctuației parametrilor implicați în desfășurarea proceselor depoziționale, chiar la o scară geografică restrânsă, relevanța cronologică a litocorelărilor este de cele mai multe ori aproximativă, putând implica erori, în special în cazurile în care succesiunile stratigrafice comparate nu cuprind repere litologice care să ocupe poziții cronostratigrafice constante într-un areal geografic extins.

Recurența litofaciesurilor comune în cadrul secvențelor stratigrafice determină deseori ambiguitatea corelărilor bazate pe caracterele litologice observabile în teren: compoziția petrografică, culoarea, structurile sedimentare (fig. 6.3).

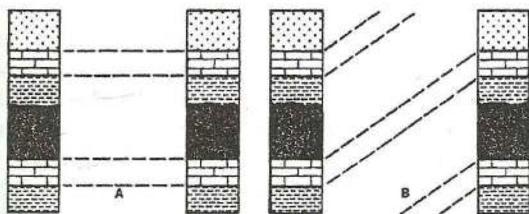


Fig. 6.3. Două modalități posibile de corelare pe baza asemănărilor litologice între 2 secțiuni stratigrafice învecinate.

Metoda cea mai comună de corelare litologică este cea bazată pe identitatea litofacială a stratelor; deseori însă folosirea acestei metode de corelare directă este împiedicată de caracterul discontinuu al aflorimentelor, întrerupte prin zone acoperite de sol și vegetație.

In plus, frecventele tranziții laterale de litofacies la nivelul aceluiași strat pot reduce precizia corelărilor litologice, atunci când deschiderile nu sunt continui (fig. 6.4).



Fig. 6.4. Modalități de schimbare laterală a litologiei stratelor.

Din aceste cauze corectitudinea litocorelărilor în aflorimente este dependentă de amploarea spațială a deschiderilor care permit observarea directă a continuității laterale a stratelor, precum și de existența unor repere litologice constante pe distanțe mai mari, în funcție de care poate fi stabilită poziția stratelor în secvențele stratigrafice indiferent de variațiile litofaciale laterale ale acestora (fig. 6.5).

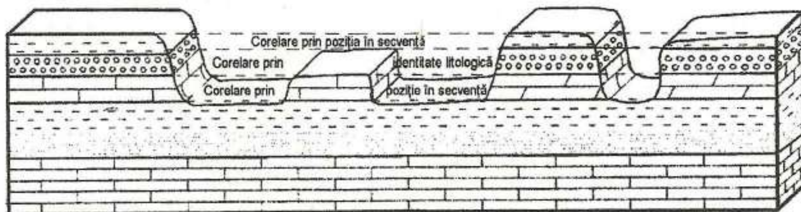


Fig. 6.5. In zonele cu deschideri ample, litocorelările sunt posibile pe baza continuității laterale a litofaciesurilor; stratele care prezintă unele deosebiri litologice pot fi echivalate în funcție de poziția ocupată în cadrul secvenței stratigrafice, față de un strat care păstrează omogenitatea litologică pe o suprafață mai mare și care pentru regiunea respectivă poate reprezenta un strat-reper.

6.2.1. Stratele-reper

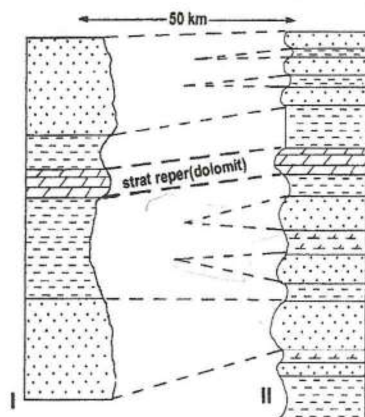


Fig. 6.6. Litocorelările între două secțiuni utilizând un "strat-reper" constant în cadrul arealului. Poziția în secvență a stratelor adiacente stratului de dolomit permite recunoașterea variațiilor litofaciale laterale.

"Stratele-reper" sunt strate cu o compoziție petrografică particulară într-un anumit context litostratigrafic, de exemplu strate de tuf, de bentonit, de diatomit, de cărbune sau de conglomerat cu o alcătuire specifică a clastelor sau a matricei, cuprinse în secvențe dominate de litoni detritici comuni și recurenți: conglomerate, gresii, argile siltice etc. "Stratele-reper" pot fi reprezentate practic prin orice tip litologic care este individualizat într-un context litostratigrafic prin caracterul petrografic, conținutul mineralogic sau prin prezența unor structuri particulare. Un bun "strat-reper" trebuie să prezinte o dezvoltare constantă a caracterelor distinctive într-un areal geografic cât mai extins, prezența sa putând fi astfel recunoscută în toate secțiunile supuse corelării. Un strat-reper este în esență un indicator cronologic, în funcție de care pot fi echivalate stratele și seceventele litostratigrafice adiacente, chiar dacă uneori acestea relevă lateral variații litofaciale (fig. 6.6).

Un exemplu de corelare litologică pe baza stratelor-reper este reprezentat prin stratele de tuf vulcanic rezultate în urma erupțiilor succesive din lanțul vulcanic intern al Carpaților Orientali, care apar intercalate în cadrul depozitelor neogene din Bazinul Transilvaniei. Astfel în stratigrafia Neogenului din Bazinul Transilvaniei, tuful dacitic de Dej reprezintă un strat-reper pentru limita inferioară a Badenianului, tuful de Ghiriș marchează baza Sarmațianului, iar tuful andezitic de Bazna este considerat drept indicator al Pannonianului.

Fiecare dintre aceste tufuri are individualitate mineralogică și geochimică, menținută constant în plan regional, iar corespondența lor cu momentele de erupție din lanțul carpatic este cunoscută.

Secvențele stratigrafice din cadrul unei secțiuni distincte, dar localizate într-un cadru spațial relativ restrâns (corespunzător aceluiași bazin sau unor bazine învecinate) care sunt cuprinse între două strate-reper cu valoare regională sunt echivalent cronologic, indiferent de grosimea acestor secvențe (fig. 6.7).

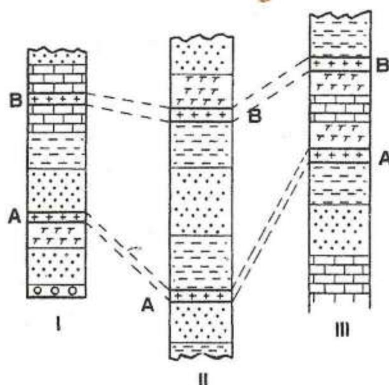
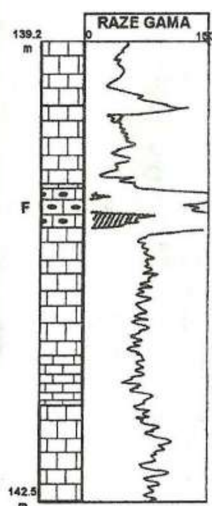


Fig. 6.7. Secvențele stratigrafice - cuprinse între cele două curgeri de lave succesive A și B cu valoare de "strate-reper" în plan regional - sunt considerate echivalente, indiferent de grosimea și compoziția litologică în secțiunile I – III.

Stratele de tuf rezultate din puternice erupții, fiind ca atare distribuite într-un mare areal geografic, care poate include mai multe continente, reprezintă efecte ale unor evenimente de scurtă durată, practic instantanee. Asemenea strate pot constitui repere cronologice precise în plan regional (vezi " Cronocorelări ", pag. 89).

Stratele-reper pot fi recunoscute și în foraje, prin carotaj mecanic sau



geofizic. Stratele cu alcătuire petrografică particulară în contextul litostratigrafic, compacte sau din contra, poroase şi/sau fisurate, cantonând gaze, petrol sau apă sărată în spaţiile libere sunt uşor detectabile pe diagrafiile electrice (vezi pag. 75) putând constitui strate-reper în funcţie de care este stabilită poziţia în cadrul secvenţelor stratigrafice a stratelor adiacente. De asemenea stratele cu un conţinut bogat în elemente radioactive, aşa cum sunt de exemplu stratele de fosfaţi, pot reprezenta strate-reper detectate pe diagrafiile de radioactivitate (fig. 6.8).

Fig. 6.8. Evidenţierea pe diagrafia de radioactivitate (raze gama) a unui strat de micrit cu concreţiuni fosfatice (F) intercalat într-o secvenţă de calcare sparitice şi micritice.

6.2.2. Litocorelări pe baza compoziţiei mineralogice

Principalele categorii de minerale folosite în corelările litologice sunt **mineralele autigene** (minerale a căror formare are loc în fazele de sedimentogeneză şi/sau litogeneză) şi **mineralele grele** (minerale provenite din eroziunea "ariilor-sursă" şi transportate apoi în bazinele de sedimentare, unde sunt încorporate sedimentelor în curs de formare).

Ambele categorii de minerale pot constitui indicatori cronologici ai fazelor de sedimentogeneză sau de litogeneză, fiind ca atare utile corelărilor bazate pe criterii litologice.

Formarea mineralelor autigene (din categoria "mineralelor autigene" fac parte numeroase minerale, inclusiv dintre cele care, în mod comun, reprezintă componenţi clastici în cadrul bazinelor de sedimentare, aşa cum sunt cuarţul şi feldspaţii; mineralele autigene comune cuprind carbonaţi - calcit, siderit, ankerit, silicaţi - glauconit, leptoclorit, mineralele argiloase, fosfaţi, sulfuri etc.) este legată de anumite conjuncturi fizico-chimice specifice, marcate prin adâncimea şi topografia bazinului, temperatura şi compoziţia în gaze dizolvate a soluţiilor, prin valorile pH-ului şi Eh-ului soluţiilor care contuream mediul geochimic al sedimentării: oxidant, neutru sau reducător. Prin conjucturile sedimentologice speciale şi episodice, determinante în formarea lor, mineralele autigene constituie indicatori ai unor "momente" din evoluţia bazinelor de sedimentare.

Stratele distribuite în cadrul aceluiaşi areal bazinal, având o compoziţie similară în minerale autigene, atât din punct de vedere calitativ, cât şi cantitativ sunt considerate echivalente cronologic dacă ocupă aceeaşi poziţie în cadrul secvenţelor litostratigrafice locale.

Relevanţa cronologică a litocorelărilor pe baza mineralelor autigene este restrânsă doar la secvenţele componente ale aceleiaşi unităţi litostratigrafice, asemenea corelări ne putând fi concludente în cadrul unor largi areale geografice.

În evoluţia unui bazin de sedimentare, fazele de autigeneză ale unui anumit mineral sau ale unei asociaţii de minerale pot fi recurente, cu alte cuvinte, aceleaşi condiţii fizico-chimice pot exista în momente diferite din evoluţia sedimentologică a unui bazin. Drept urmare, strate cu o compoziţie identică sau similară în minerale antigene pot exista la nivele cronologice diferite ale aceleiaşi unităţi litostratigrafice. În scopul acurateţei corelărilor se impune şi în acest caz stabilirea cu precizie a poziţiei în cadrul secvenţelor stratigrafice a stratelor comparate, cu compoziţie similară în minerale autigene, ceea ce implică criterii suplimentare de validare a echivalenţei cronologice. Existenţa în proximitatea stratelor comparate din cadrul unor secţiuni locale distincte, a unor alte tipuri de "strate-reper" asigură

un plus de precizie în echivalarea cronologică a stratelor cu acelaşi conţinut în minerale autigene.

Aceleaşi principii sunt aplicate şi în cazul litocorelărilor pe baza "mineralelor grele" (minerale cu greutate specifică mai mare de 2.9, aşa cum sunt de exemplu zirconul, rutilul, turmalina, granaţii, staurolitul, epidotul, distenul, hornblenda).

Asociaţii caracteristice, sub aspect calitativ şi cantitativ, de "minerale grele" sunt încorporate alături de fracţia minerală "uşoară", sedimentelor acumulate în cadrul bazinelor, în urma proceselor de eroziune a "ariilor-sursă ".

Concentraţiile importante de "minerale grele" corespund fazelor de activare tectonică a ariilor sursă proprii fiecărui bazin, astfel secvenţele locale cu o compoziţie similară, atât din punct de vedere calitativ cât şi şi cantitativ în "minerale grele" au pe lângă valoarea de reper de corelare litologică într-o anumită regiune şi pe cea de indicator al mişcărilor de ridicare în cadrul ariilor de aport corespunzătoare (fig. 6.9).

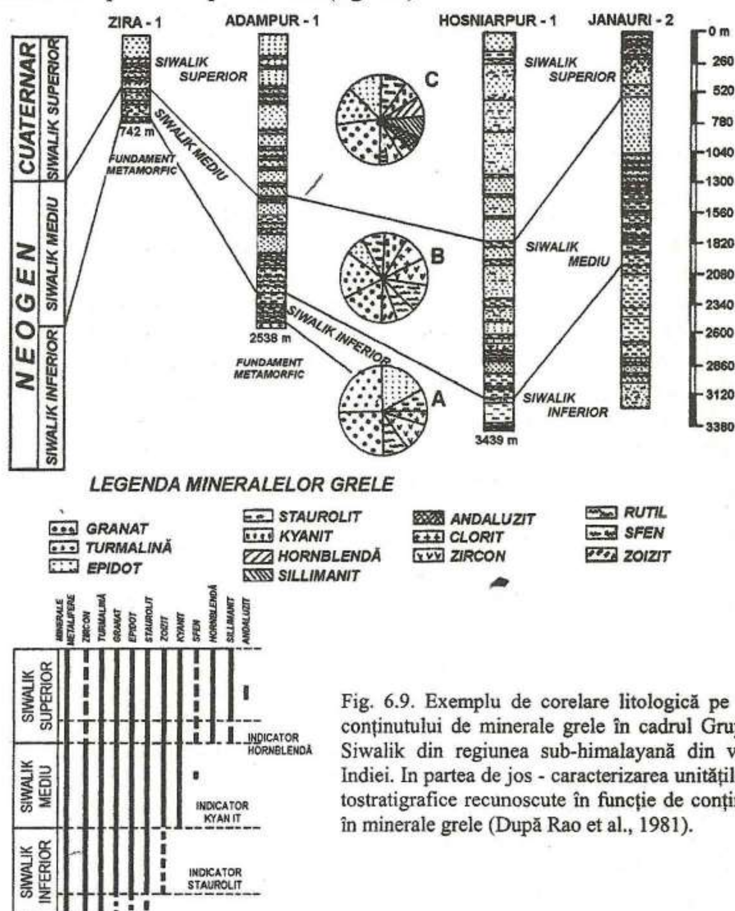


Fig. 6.9. Exemplu de corelare litologică pe baza conţinutului de minerale grele în cadrul Grupului Siwalik din regiunea sub-himalayană din vestul Indiei. In partea de jos - caracterizarea unităţilor litostratigrafice recunoscute în funcţie de conţinutul în minerale grele (După Rao et al., 1981).

6.2.3. Litocorelări pe baza compoziţiei geochimice

Conţinutul în elemente şi compuşi chimici al depozitelor sedimentare reprezintă un domeniu analitic indispensabil pentru reconstituirea evoluţiei sedimentologice a bazinelor, în

special în legătură cu determinarea paleotemperaturii şi paleosalinităţii mediilor de sedimentare marine sau ale paleoclimatului mediilor continentale.

Etapele succesive ale istoriei unui bazin de sedimentare sunt caracterizate prin fluctuaţii ale ambianţelor geochimice reflectate prin conţinutul calitativ şi cantitativ al elementelor majore şi al compuşilor acestora (oxizi, carbonaţi), al elementelor minore sau al izotopilor stabili.

Studiul sistematic al compoziţiei geochimice a secventelor stratigrafice în vederea reconstituirii condiţiilor primare în cadrul bazinelor de de sedimentare şi al corelării acestora pe baza unor parametri geochimici se constituie într-un domeniul distinct al Stratigrafiei – **Chemostratigrafia.**

Uneori variaţiile parametrilor geochimici poate avea o semnificaţie cronologică precisă, bine marcată cronostratigrafic şi extinsă pe un întins areal geografic, constituind astfel indicatori ai unor "evenimente" de scurtă durată la scară regională sau chiar planetară.

Asemenea indicatori sunt oferiţi de concentraţii anormale ale anumitor "elemente rare" (cazul iridiului la limita Cretacic/Terţiar) sau de variaţii ale raportului dintre izotopii stabili ai oxigenului, carbonului, stronţiului sau ai altor elemente; asemenea indicatori ai unor "evenimente" de scurtă durată, cu largă dezvoltare geografică sunt utilizaţi în Cronocorelări (vezi pag. 88).

Criteriul geochimic poate fi aplicat în litocorelări în diferite moduri: pe baza compoziţiei în "elementele majore" (Ca, Si, Al, Fe, S), în compuşi ai acestor elemente (oxizi, carbonaţi sau silicaţi), în "elemente minore" (K, Na, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr etc) sau în izotopi stabili.

Fluctuaţiile compoziţiei geochimice în cadrul secvenţelor stratigrafice sunt dependente de condiţiile locale de sedimentare, de persistenţa unor anumite ambianţe geochimice, motiv pentru care relevanţa cronologică este mai puţin precisă şi restrânsă în limitele unui anumit bazin de sedimentare sau doar a unor zone ale acestuia. Pe baza unor asemenea variaţii pot fi realizate zonări geochimice în cadrul bazinelor de sedimentare, care pot grupa ample secvenţe stratigrafice, având astfel o semnificaţie cronologică minoră. Utilitatea cunoaşterii compoziţiei geochimice a stratelor în succesiunea lor stratigrafică este legată, în special, de reconstituirea evoluţiei sedimentologice a unui anumit bazin (fig. 6.10).

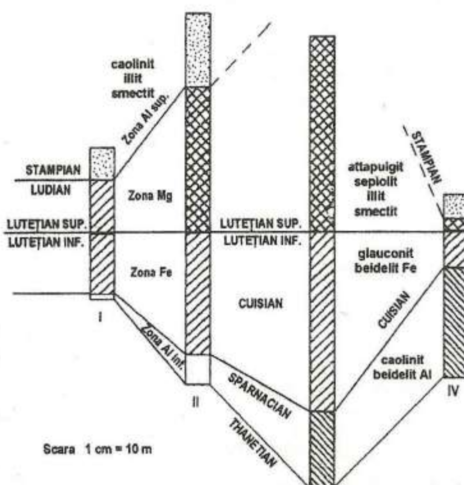


Fig. 6.10. Zonare chemostratigrafică pe baza conţinutului în "elemente majore" în Paleogenul din Bazinul Parizian. I – IV - forajele Chaignes, Montjavoult, Le Tillet şi Ludes (din Pomerol et al., 1980).

Secvenţe depărtate geografic pot fi corelate şi echivalate cronostratigrafic pe baza unor caractere geochimice semnificative în reconstituirile paleoambientale. In fig. 6.11. sunt prezentate curbele de variaţie a compoziţiei în carbonat de calciu (curba calcimetrică) a sedimentelor de vârstă cuaternară din Atlanticul de Nord şi din zona ecuatorială a Pacificului; curbele reflectă controlul climatic al precipitării CO_3Ca în cazul Atlanticului de Nord, în timp ce în cazul zonei ecuatoriale a Pacificului, variaţiile sunt datorate fluctuaţiei intensităţii de dizolvare.

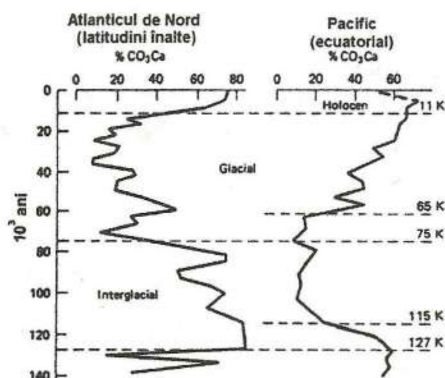


Fig. 6.11. Curba variației CO_3Ca în sedimentele cuaternare din Atlanticul de Nord (latitudini înalte) și din zona ecuatorială a Pacificului (după Kennett, 1982).

Acuratețea litocorelărilor bazate pe variații ale compoziției geochimice depinde, ca și în cazul altor criterii litologice, de posibilitatea de stabilire precisă a poziției stratigrafice a secvențelor comparate, condiționată de existența în interiorul acestor secvențe a unor "strate-reper" constante într-un areal cât mai extins. Asemenea "repere" pot fi reprezentate prin strate de tuf vulcanic sau strate cu o compoziție geochimică particulară (fig. 6.12).

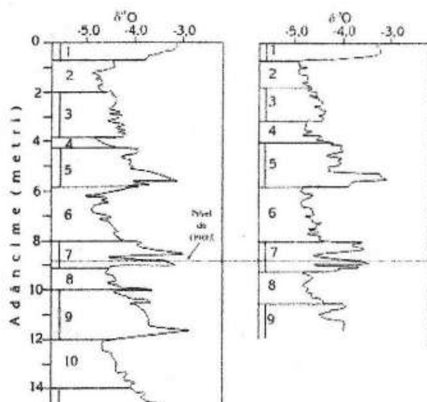


Fig. 6.12. Corelarea oscilațiilor izotopice în două carote cu sedimente cuaternare din partea estică a Pacificului ecuatorial, având drept reper un strat de cenușă vulcanică. Scara adâncimilor în cele două secțiuni este diferită pentru ca stratul-reper să se afle la același nivel pe schiță (după Ninkovitch și Shackleton, 1975).

6.2.4. Litocorelări pe baza analizei secvențiale a succesiunilor ritmice

Termenii litologici se succed în mod diferit în cadrul secvențelor stratigrafice. Uneori stratele sunt grupate în secvențe constituite din strate cu alcătuire litologică relativ constantă, separate prin suprafețe de discontinuitate sedimentologică marcate sau nu prin urme de eroziune și care se repetă cu o anumită regularitate în cadrul secțiunilor verticale. Asemenea succesiuni reprezintă "serii ritmice"[1], secvențele individuale, repetitive constituind "ritmuri de sedimentare"; analiza succesiunilor ritmice redată prin *curbele secvențiale* constituie un criteriu de litocorelare între secțiuni locale din cadrul aceleiași unități litostratigrafice. Secvențele repetitive reprezintă unități genetice care reflectă ciclicitatea proceselor depoziționale, în limite relativ constante ale factorilor implicați: aportul de material clastic din aria-sursă, rata de subsidență, caracterele geochimice ale mediului sedimentogen. Factorii depoziționali care imprimă caracterele litologice ale secvențelor repetitive sunt variabili într-un larg areal geografic, motiv pentru care litocorelările bazate pe compararea curbelor

[1] Succesiunile litologice, în care stratele nu sunt grupate în secvențe ritmice, sau ritmicitatea lor este neregulată, constituie serii "aritmice" sau, repectiv, "pararitmice".

secvențiale sunt practicabile doar în cadrul unor areale restrânse care nu depășesc limitele unui bazin sau ale unui sector bazinal distinct; suprafețele de discontinuitate care separă ritmurile individuale sunt, pe plan local, echivalente cronostratigrafic.

Deseori caracterul ritmic al succesiunilor stratigrafice este relevat prin directa observație în teren; uneori însă ritmicitatea depozițională nu este evidențiată prin caracterele litologice și stratonomice observabile în mod direct, aceasta fiind recunoscută doar în urma analizei microscopice a secțiunilor subțiri, prin metoda microfaciesurilor.

Litocorelările prin metoda curbelor secvențiale sunt realizate atât între secțiuni locale deschise la suprafață, cât și între secțiunile din foraje, cunoscute pe baza datelor de carotaj mecanic continuu sau al diagrafiilor de sondă.

Structuri ritmice se întâlnesc atât în cadrul formațiunilor alcătuite preponderent din material clastic terigen, cât și în cel al formațiunilor carbonate sau evaporitice.

Secvențele repetitive pot fi *pozitive* (sau "transgresive") atunci când termenii în cadrul ritmurilor individuale se succed în ordine descrecătoare granulometric (de exemplu: a – gresie; b - silt; c – silt argilos; d – marnă sau calcar micritic), sau *negative* ("regresive") când termenii se succed în ordine inversă celei din secvențele pozitive.

Formațiunile de fliș reprezintă exemple tipice de "serii ritmice" terigene, constituite din microsecvențe repetitive, care prezintă o constanță litologică și stratonomică remarcabilă, menținută pe grosimi stratigrafice de ordinul sutelor sau miilor de metri, dând astfel un aspect "monoton" al formațiunilor.

Omogenitatea formațiunilor de fliș este determinată în principal de periodicitatea regulată a aporturilor de material clastic și de constanța ratei de subsidență.

De asemenea, formațiunile alcătuite din microsecvențe binare, de tipul varvelor, cu semnificație climatică anuală, alcătuite fie din cupluri de strate terigene,de exemplu *a* - gresie; *b* - argilă fin siltică cu material vegetal, sau din microstrate chemogene : *a* – calcar micritic; *b* – gips sau anhidrit, constituie un alt model de serie ritmică, microsecvențială. Secvențele din cadrul formațiunilor carbonatate ritmice pot prezenta alcătuiri variate, dependente de factorii fizici (adâncime, temperatură, salinitate) și chimici (compoziția în gaze dizolvate, pH-ul și Eh-ul soluțiilor) ai mediului depozițional.

Formațiunile evaporitice cuprind ritmuri formate din strate monominerale sau poliminerale a căror succesiune reflectă ordinea precipitării din soluțiile supuse proceselor de evaporare.

Precipitarea are loc în ordine inversă gradului de solubilitate al mineralelor, în funcție de concentrația în elemente a soluțiilor. Tipul virtual de secvență în cadrul formațiunilor evaporitice poate avea următoarea alcătuire: *a* – dolomit; *b* – gips; *c* – anhidrit; *d* – halit; *e* – săruri de K și Mg (silvină, carnalit).

Analiza secvențială și corelarea pe baza diagramelor (curbe secvențiale) a seriilor ritmice implică: 1 – stabilirea structurii litologice a secvențelor individuale; 2 – sintetizarea datelor rezultate din analiza ritmurilor individuale și stabilirea compoziției *secvenței virtuale* (Lombard, 1972), care grupează în ordine depozițională ideală sau teoretică toți termenii litologici din unitatea litostratigrafică studiată, indiferent dacă unii termeni lipsesc în anumite secvențe; 3 – trasarea curbelor secvențiale pentru fiecare unitate ritmică, prin raportarea compoziției litologice a secvențelor individuale delimitate prin suprafețe de discontinuitate la compoziția secvenței virtuale (fig. 6.13); 4 – curbele individuale rezultate din analiza secvențială a unor secțiuni locale distincte, dar din cuprinsul aceleiași unități litostratigrafice, care prezintă o alură asemănătoare sunt corelate la nivelul limitelor, considerate a fi echivalente cronostratigrafic în plan local (fig. 6.14).

Ordinea termenilor litologici în cadrul secvenței virtuale reflectă desfășurarea continuă, fără perturbări importante a proceselor de sedimentare în cadrul bazinelor cu aporturi consistente, ciclice, din ariile-sursă. Termenii litologici din baza "secvenței virtuale" cuprind astfel roci detritice grosiere: conglomerate, gresii, urmate de roci clastice fine: silturi, silturi argiloase, partea superioară fiind reprezentată prin termeni hibrizi în care materialul clastic fin este asociat cu produse ale precipitării din soluții: "marne" (amestec de material pelitic și carbonați), calcare detritice (mixturi de carbonați și material clastic arenitic), iar la sfârșit - termeni generați exclusiv prin precipitare, în condițiile încetării complete a aporturilor clastice: calcare și dolomite. In cazul bazinelor cu aporturi nesemnificative de material clastic grosier, așa cum sunt platformele carbonatate sau lagunele hipersaline, structura "secvenței virtuale" este diferită, cuprinzând exclusiv roci formate prin precipitare, diferențiate litologic prin particularități determinate de contextul sedimentologic specific.

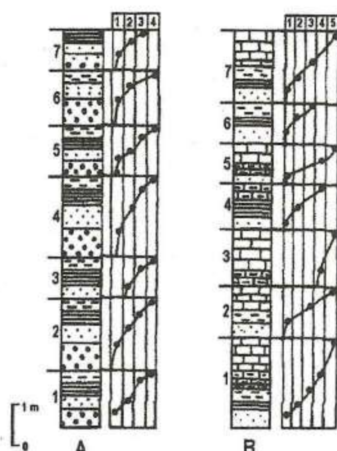


Fig. 6.13. Exemplu de secvență ritmică (A) și pararitmică (B). Curbele secvențiale sunt trasate prin raportare la secvența virtuală .

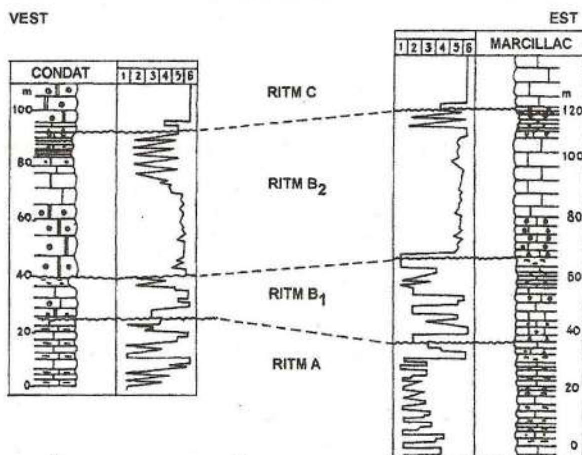


Fig. 6.14. Corelare pe baza analizei secvențiale a Jurasicului mediu din regiunea Quercy – Franța, secțiunile Condat și Marcillac. Termenii secvenței virtuale: 1 – marnă cărbunoasă; 2 – micrit cu pseudomorfoze de gips; 3 – brecie; 4 – micrit; 5 – micrit algal; 6 – sparit cu oolite (din Pomerol et al., 1987).

Prezența în cadrul secțiunilor locale a unor indicatori cronostratigrafici de tipul "stratelor - reper" adaugă un element în plus acurateței corelărilor. Alura curbelor secvențiale individuale relevă caracterul transgresiv ("pozitiv") sau regresiv ("negativ") al succesiunilor stratigrafice, criteriu folosit în reconstituirea evoluției stratigrafo-sedimentologice a mediilor depoziționale, în paralel și în mod integrat altor criterii de analiză a paleomediilor de sedimentare (fig. 6.15).

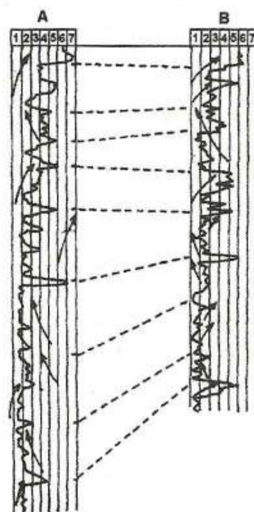


Fig. 6.15. Litocorelarea fluctuațiilor eustatice ilustrate prin alternanța unor secvențe transgresive și regresive (din Boulin, 1977).

6.2.5. Litocorelări pe baza diagrafiilor de sondă

Diagrafiile sau logurile de sondă sunt imagini grafice ale variaţiei unor caractere fizice ale rocilor din subteran, înregistrate în mod continuu. Variaţiile sunt măsurate prin aparate (sonde) specifice tipului de diagrafie, care sunt coborâte de la suprafaţă în interiorul găurilor de foraj. Diagrafiile servesc prospecţiunilor geofizice în subteran vizând în special identificarea acumulărilor de hidrocarburi, reprezentând totodată metoda principală de corelare litologică a depozitelor neexpuse la suprafaţă, prin compararea înregistrărilor între foraje învecinate.

Caracterele înregistrate pe diagrafii sunt diverse: rezistivitatea şi polarizaţia electrică spontană (diagrafiile electrice sau electro-logurile R şi PS), adsorbţia şi emisia de radiaţii nucleare (diagrafiile gamma-natural şi gamma-neutronic), propagarea undelor elastice înregistrată prin semnale acustice (diagrafii seismice), termo-luminiscenţa naturală şi indusă, etc.

Diagrafiile deşi diferite prin natura caracterelor înregistrate, redau atât aspecte fizice propriu-zise (gradul de omogenitate sau de porozitate, fisuraţia, permeabilitatea depozitelor transversate în funcţie de care pot fi interpretate natura petrografică, grosimea stratelor, de asemenea, compoziţia în anumite tipuri de minerale, aşa cum sunt cele radioactive sau cele cu proprietăţi termo-luminiscente), cât şi caractere nelitologice: conţinutul în fluide şi tipul acestora: apă dulce sau sărată, petrol sau gaze. Desfăşurate sistematic şi pe suprafeţe întinse, unele diagrafii, aşa cum sunt în primul rând cele seismice, permit cunoaşterea structurii stratigrafice şi tectonice a depozitelor in subteran, facilitând reconstituirea mediilor depoziţionale.

Diagrafiile suplinesc în bună parte observaţia şi analiza directă, astfel încât litocorelările pe baza logurilor de sondă reprezintă corespondentul metodologic al litocorelărilor realizate în cadrul secţiunilor de la suprafaţă.

Litocorelările prin diagrafii sunt concludente doar în cadrul unor areale restrânse, relativ unitare prin condiţiile de formare ale depozitelor, echivalarea între foraje depărtate fiind de regulă incertă.

Ca şi în cazul litocorelărilor la suprafaţă, esenţială pentru corectitudinea corelărilor în subteran este stabilirea precisă a poziţiei depozitelor comparate în cadrul secvenţelor stratigrafice, fapt care depinde de existenţa unor buni indicatori ai sincronismului depoziţional. În situaţiile de foraj asemenea repere pot fi reprezentate prin strate de tuf sau prin strate cu un conţinut bogat în minerale radioactive, bine evidenţiate pe diagrafiile gamma. Contactele discordante (de eroziune sau unghiulare sau cele seismo-stratigrafice) pot constitui de asemenea bune repere de corelare în subteran.

6.2.5.1. Litocorelarea prin metoda electro-logurilor

Proprietăţile înregistrate pe electro-loguri sunt *rezistivitatea* **(diagrafia R)** şi *polarizarea spontană* **(diagrafia PS)**.

Măsurarea propietăţilor electrice are loc în găurile de sondă umplute cu noroiul de foraj – un amestec de substanţe minerale şi apă dulce, al cărui valori electrice sunt folosite ca reper ("linie de bază") a înregistrărilor pe electro-loguri. În găurile de sondă sunt introduşi elecrozi conectaţi la suprafaţă, care se deplasează în interiorul găurii de sondă, permiţând înregistrarea caracteristicilor electrice ale rocilor traversate prin comparaţie cu cele cunoscute ale noroiului de foraj (fig. 6.16; Tabel 6.1.). Valorile rezistivităţii sunt exprimate în ohm-metru; acestea depind de natura petrografică şi de alte caractere litologice (gradul de omogenitate sau de porozitate şi fisuraţie), dar mai ales de prezenţa în porii rocilor a soluţiilor încărcate cu electroliţi. Rocile compacte, ca şi cele poroase, ce au porii umpluţi cu

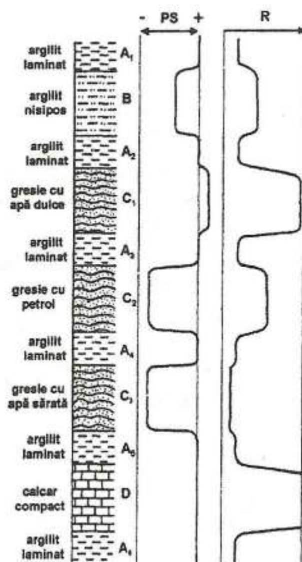


Fig. 6.16. Reprezentarea schematică a curbelor de polarizare spontană şi de rezistivitate în funcţie de natura petrografică, gradul de omogenitate sau de porozitate şi de prezenţa unor fluide cu salinitate diferită în porii şi fisurile rocii (după Krumbein şi Sloss, 1963).

apă dulce (săracă în electroliţi) au o mare rezistivitate. Rocile foarte compacte: granite, cuarţite, sare, calcarele nefisurate, pot depăşi 1000 sau chiar 10000 ohm-m. Rocile argiloase datorită ionilor absorbiţi au în general rezistivitate mică (0,5 - 10 ohm-m), ca şi depozitele recente, neconsolidate (nisipuri, pietrişuri, soluri), în cazul cărora însă conţinutul foarte variabil în ioni din apele interstiţiale poate determina variaţii foarte mari ale rezistivităţii (între 1 şi 1000 ohm-m).

TABEL 6.1.

- PS+ R	Caracteristici ale înregistrării: PS	Caracteristici ale înregistrării: R	Interpretare litologică şi a conţinutului de fluide şi gaze
	pozitiv	foarte mică	marnă, argilă
	uşor negativ	foarte mare	nisip, gresie nisipoasă cu apă dulce
	pozitiv	foarte mică	marnă, argilă
	negativ	foarte mare	nisip, gresie nisipoasă cu petrol sau gaze
	pozitiv	foarte mică	marnă, argilă
	negativ	foarte mică	nisip, gresie nisipoasă cu apă sărată
	pozitiv	foarte mică	marnă, argilă
	uşor negativ	foarte mare	calcar, dolomit, roci eruptive, roci metamorfice
	pozitiv	foarte mică	marnă, argilă
	pozitiv	foarte mare	gips, anhidrit, sare
	pozitiv	foarte mică	marnă, argilă

Valori foarte scăzute ale rezistivităţii sunt înregistrate pentru rocile cu porozitate mare sau foarte fisurate, având spaţiile pline cu apă sărată (apă de zăcământ în cazul depozitelor petroligene) bogată în electroliţi. În general, rezistivitatea, respectiv opusul său - conductivitatea, depinde de următorii factori principali:

- structura şi textura litologică: masivă, heterogenă, granoclasată, cutată sau fracturată; talia, forma şi aranjamentul granulelor, volumul matricei sau al cimentului, gradul de porozitate şi dimensiunile porilor etc;
- natura şi cantitatea fluidelor şi gazelor (apă dulce sau sărată, petrol, gaze);
- grosimea stratelor;
- temperatura internă.

Rezistivitatea măsurată cumulează valorile rezistivității proprii a rocii și cele ale fluidelor și gazelor conținute, diagrafiile R redând deci valorile rezistivității totale.

Diagrafiile de **polarizare spontană (P.S.)** relevă fluctuațiile de voltaj, măsurate în milivolți (mV), determinate de fenomenele de electrofiltrare și electrochimice (de electroosmoză) generate la contactul dintre noroiul de foraj (introdus în găurile de sondă necimentate, noroi alcătuit dintr-un amestec de apă dulce și substanțe minerale electrolitice) și rocile străbătute.

Valorile P.S. sunt pozitive, apropiate de linia de bază a înregistrărilor (etalonată de apa dulce din compoziția noroiului de foraj) în cazul rocilor compacte, impermeabile sau a celor poroase, ai căror pori sunt umpluți cu apă dulce. Din contră valorile PS sunt negative, mai mult sau mai puțin deplasate față de linia de bază din dreptul forajului în cazul rocilor neomogene, necimentate sau slab cimentate, fisurate, având spațiile interstițiale (pori, fisuri) umplute cu hidrocarburi fluide sau gazoase sau cu apă sărată. Variațiile PS sunt legate de aceiași factori principali care determină valorile rezistivității: omogenitatea, porozitatea și permeabilitatea rocilor traversate, salinitatea fluidelor conținute în roci și în găurile de sondă, grosimea bancurilor etc, motiv pentru care diagrafiile PS și R sunt înregistrate simultan, datele obținute putând fi astfel folosite în mod complementar în litocorelări (fig. 6.17).

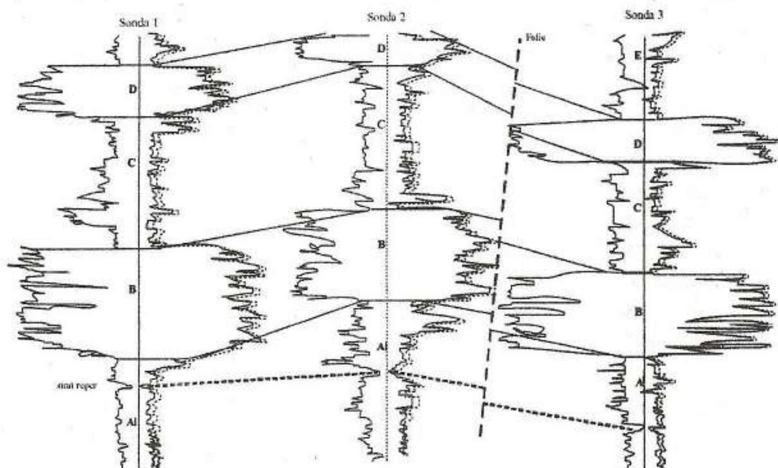


Fig. 6.17. Separarea și corelarea unor secvențe stratigrafice cu proprietăți electrice similare (A, B, C, D, E) în cazul unor foraje situate în cadrul aceluiași bazin de sedimentare. Individualizarea secventelor este bazată pe complementaritatea dintre valorile **PS** (în stânga) și **R** (în dreapta), iar echivalența laterală a secvențelor este susținută de poziția față de stratul-reper.

6.2.6. Litocorelări pe baza analizei seismostratigrafice

Seismostratigrafia sau **Stratigrafia** seismică este, la fel ca și Magnetostratigrafia, un domeniu relativ nou al Stratigrafiei, dezvoltat în a doua jumătate a secolului XX. Seismostratigrafia utilizează datele cercetărilor seismice în scopul cunoșterii structurilor stratigrafice din adâncime și a proceselor depoziționale generatoare. Stratigrafia seismică s-a dezvoltat în strânsă legătură cu explorarea pentru hidrocarburi, impunându-se în scurt timp drept principala metodă de investigație geofizică, nu numai în privința potențialelor acumulări de petrol și gaze, dar și pentru interpretarea unităților litostratigrafice din subsol și a raporturilor geometrice dintre acestea.

Cercetarea seismostratigrafică se desfăşoară prin producerea dirijată de la suprafaţă, prin explozii sau vibraţii puternice, a undelor elastice, urmate de înregistrarea, procesarea şi interpretarea datelor (fig. 6.18).

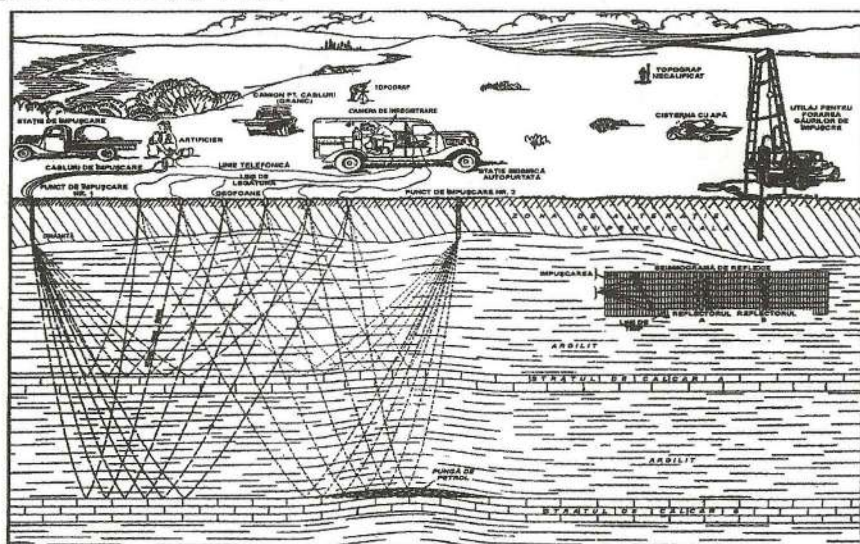


Fig. 6.18. Imaginea schematică "clasică" a echipamentelor şi procedurilor folosite în explorarea seismică prin explozii (împuşcări) provocate (din Boggs, 1987).

Primele cercetări seismostratigrafice au folosit metoda **seismicii de refracţie**. Metoda se bazează pe fenomenul refracţiei undelor seismice, produse artificial, atunci când în propagarea lor acestea întâlnesc o suprafaţă de discontinuitate de natură litologică sau structurală (suprafaţă de eroziune sau de discordanţă stratigrafică).

La întâlnirea unei asemenea suprafeţe o parte a undelor seismice este refractată în stratul de dedesubt, în mod similar refracţiei razelor de lumină la contactul dintre aer şi apă. O altă parte este deviată lateral, deplasându-se în lungul discontinuităţii, întorcându-se la suprafaţă, unde sunt captate prin semnale sonore de către staţiile speciale de geofoni. Valoarea "întârzierii" dintre momentul declanşării undelor prin explozie şi al captării lor la suprafaţă, permite, pe baza cunoaşterii vitezelor de propagare a undelor prin medii litologice diferite, calcularea adâncimii suprafeţelor de discontinuitate, precum şi recunoaşterea structurilor litologice traversate, putând fi detectate de asemenea conţinuturilor în fluide. Datele înregistrate succesiv la suprafaţă, sunt computerizate şi redate grafic prin profilele seismice.

Deşi multe zăcăminte de hidrocarburi au fost descoperite prin metoda seismicii de refracţie, în special în cadrul domurilor de sare, metoda nu este suficient de concludentă în special în cazul explorărilor la adâncimi mai mari.

Acest inconvenient este înlăturat prin metoda **seismicii de reflexie**. Prin această metodă, undele produse de explozii sau vibraţiile mecanice sunt reflectate direct la suprafaţă la întâlnirea nivelelor de discontinuitate (*suprafeţe reflectorizante*), fără a mai fi refractate şi deplasate lateral în lungul suprafeţelor de discontinuitate. Deoarece geofonii pot fi plasaţi la mică distanţă faţă de punctul de declanşare a exploziilor, metoda seismică prin reflexie poate fi utilizată pentru identificarea structurilor foarte adânci, a acumulărilor de hidrocarburi, dar şi arhitecturii stratigrafice, permiţând interpretarea proceselor depoziţionale în desfăşurarea lor geoistorică, în special recunoaşterea ciclurilor de transgresiuni şi regresiuni desfăşurate într-o anumită regiune.

In consecință, tehnica seismicii de reflexie s-a impus drept principala metodă de explorare geofizică pentru hidrocarburi, permițînd totodată interpretarea sedimentologică corectă a secvențelor stratigrafice pe baza analizei faciesurilor seismice (fig. 6.19).

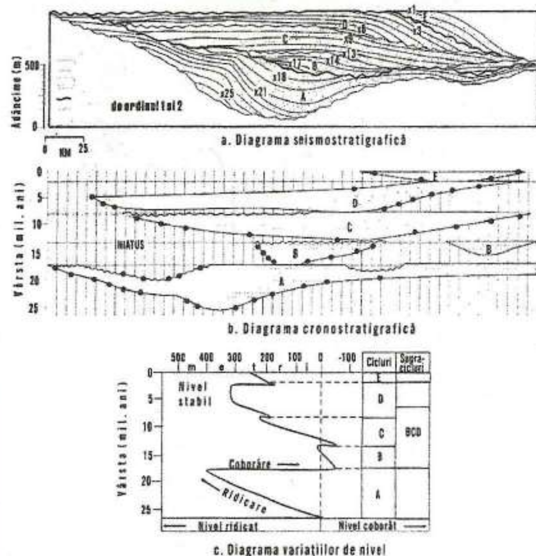


Fig. 6.19. Elaborarea diagramei de variație eustatică pe baza analizei seismostratigrafice (după Vail et al., 1987). a. Pe diagrama seismostratigrafică sunt delimitate secvențele seismice (A-E) pe baza discordanțelor de ordin 1 și 2 identificate. b. Secvențele seismice în succesiunea lor cronostratigrafică și extensiunea spațială, separate ca unități delimitate de discordanțe pe diagrama cronostratigrafică. Liniile verticale reprezintă regiuni lipsite de depozite (hiatusuri). c. Transpunerea diagramei b în termeni de variație relativă a nivelului marin. Amploarea hiatusului determină amplitudinea variațiilor de nivel, grupate astfel în cicluri și supracicluri.

Pe baza profilelor seismice din numeroase regiuni de margine continentală inactivă, Vail, Mitchum și Thomson (1977) au interpretat oscilațiile universale ale nivelului marin în decursul istoriei geologice, pe care le-au localizat cronostratigrafic în funcție de vârsta unor discordanțe stratigrafice majore (fig. 6.20). Deși interpretarea a suscitat multe controverse asupra "universalității" fluctuațiilor eustatice, a relevanței datelor seismice în reconstituirea exactă a formei și magnitudinii ciclurilor redate prin diagrama sintetică, în special în cazul vârstelor pre-Terțiare (mai afectate de transformări postdepoziționale), ciclurile majore recunoscute au o bază reală, putând fi completate și corectate în viitor prin extinderea cercetărilor seismostratigrafice și completarea acestor date cu cele ale Stratigrafiei secvențiale.

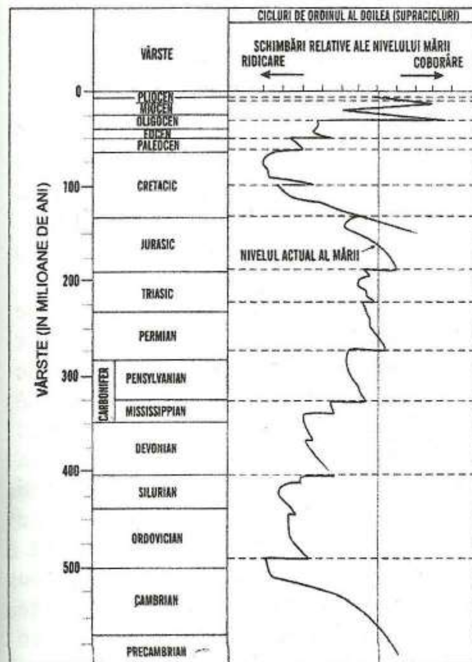


Fig. 6.20. Diagrama variațiilor eustatice la scară planetară în decursul Fanerozoicului, stabilită de Vail, Mitchum și Thomson în 1977 pe baza interpretării profilelor seismice.

Suprafețele de discontinuitate seismică, fie plane de stratificație, fie discordanțe stratigrafice, au semnificație cronostratigrafică. Aceste suprafețe sunt sincrone pe întreg arealul de dezvoltare, spre deosebire de limitele dintre unitățile litostratigrafice majore (formațiuni sau grupuri) care sunt deseori diacrone, transgredând în spațiu planele izocrone.

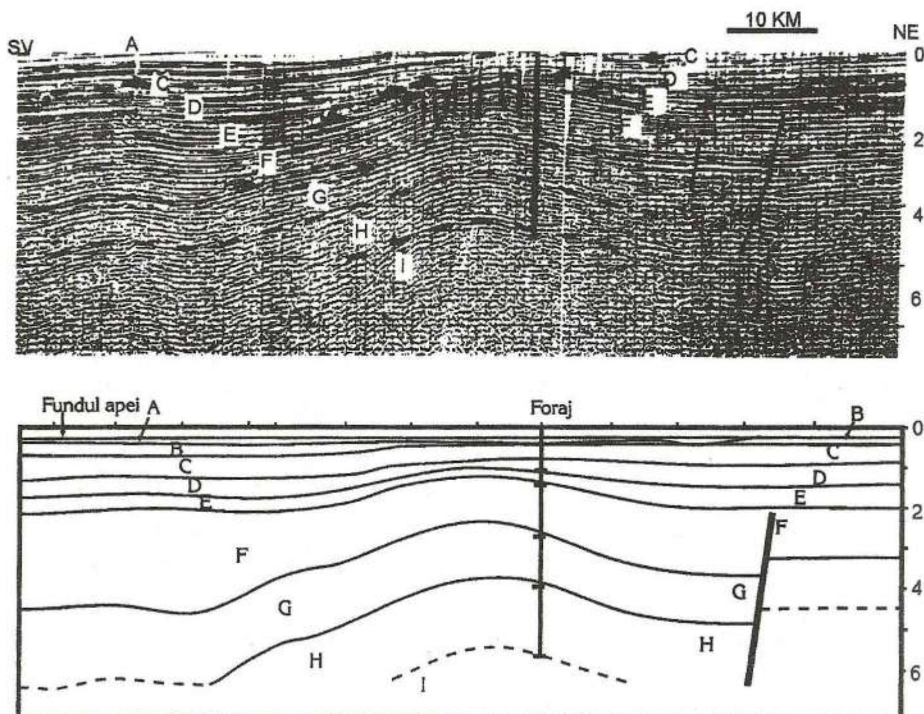


Fig. 6.21. Exemplu de litocorelare pe baza reflexiilor seismice. A. Secțiunea seismică cu scara verticală calibrată în secunde. B. Imaginea schematică a structurii stratigrafice (A – I unități litostratigrafice) și tectonice a regiunii prin trasarea laterală a nivelelor de reflexie seismică (După o secțiune seismică in regiunea Golfului Mexic, prezentată în Buletinul Asociației Americane a Geologilor Petroliști, 1984).

Deoarece undele elastice sunt reflectate de către suprafețele de stratificație sau de discordanță stratigrafică, într-o măsură mult mai mare decât limitele ce separă unitățile litostratigrafice, reflexiile seismice pot fi utilizate pentru corelări într-un larg cadru temporal și spațial, chiar în cazul unui accentuat diacronism între unitățile litostratigrafice reprezentate.

In fig. 6.21. este prezentat un model de cronocorelare regională într-o arie de șelf, prin trasarea laterală a nivelelor de reflexie seismică.

Terminologia utilizată în Stratigrafia seismică diferă de cea litostratigrafică. Spre deosebire de unitățile litostratigrafice, definite pe baza relativei omogenități a caracterelor litologice în secțiunile deschise la suprafață sau cunoscute prin foraje, fără a avea o imagine clară asupra extensiunii laterale și a aspectelor topografice ale mediului depozițional, unitățile de facies seismic sunt unități tridimensionale, bine conturate spațial, compusă din reflexii seismice ale căror caracteristici (configurația reflexiilor, amplitudinea, continuitatea, frecvența și viteza de propagare) le diferențiază clar față de unitățile adiacente. Cadrul spațial și aspectele topografice ale mediului de sedimentare sunt bine redate pe diagrafiile seismice permițând o bună individualizare a unităților de facies seismic în succesiunea lor stratigrafică.

Pachetele de reflexii seismice pot reprezenta intervale cronostratigrafice corespunzătoare unor unități litostratigrafice majore (grupuri sau formațiuni) sau doar strate groase individuale care produc reflexii seismice. Nu există deci o echivalență directă între secvențele seismice și unitățile de facies seismic, pe de o parte, și unitățile litostratigrafice: grupuri, formațiuni sau membrii, pe de altă parte. Această lipsă de corespondență directă este datorată faptului că unitățile seismice sunt unități stratigrafice de timp care pot transgreda limitele dintre unitățile litostratigrafice.

In fig. 6.22A şi B sunt ilustrate elemente specifice ale terminologiei seismostratigrafice. Definiţiile termenilor explicativi din această schiţă este următoarea: *trunchierea erozională* –strate întrerupte la partea superioară prin eroziune; *toplap* – strate înclinate şi întrerupte la partea superioară prin nedepunere, de exemplu seturi de strate dezvoltate prin progradarea laterală încheiate în sus pe o suprafaţă orizontală neafectată de procese de depunere sau eroziune; *offlap* – acoperire prin retragerea stratelor şi depărtare de marginea bazinului (regresiune); *downlap* – strate înclinate primar terminate în jos pe o suprafaţă orizontală sau cu înclinare mai mică decât cea a stratelor; *onlap* – strate orizontale încheiate lateral pe o suprafaţă înclinată sau strate înclinate terminate pe o suprafaţă cu înclinare mai mare; *top concordance* (concordanţă la vârf) – stratele de la partea superioară a secvenţei nu se termină în lungul limitei superioare; *base concordance* – stratele de la baza secvenţei nu se termină în lungul limitei inferioare.

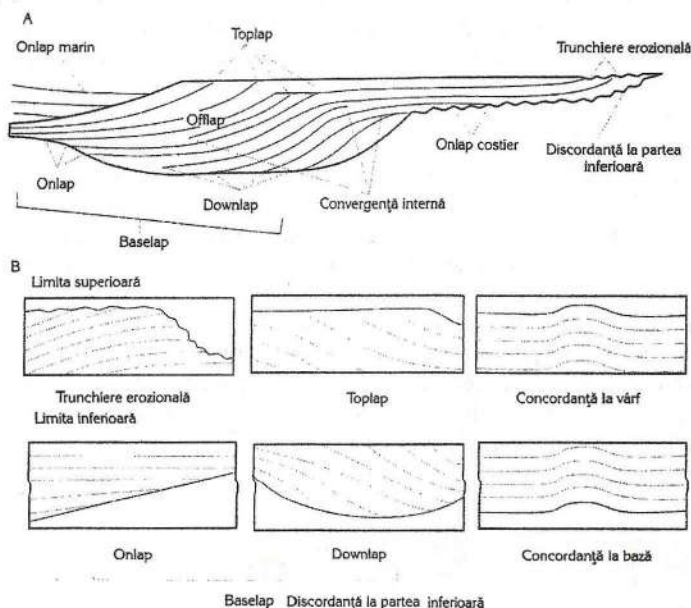


Fig. 6.22. Terminologia utilizată în czul structurilor evidenţiate de secvenţele seismice (A) şi ilustrarea individuală a acestora (B) (după Mitchum et al., 1977).

6.3. Corelarea pe baza conţinutului paleontologic – Biocorelări

Primele încercări de clasificare stratigrafică desfăşurate în secolul XVIII au avut în conţinutul paleontologic al stratelor de roci sedimentare un criteriu principal. După William Smith, care la începutul secolului XIX a făcut prin publicarea hărţii geologice a Marii Britanii o primă demonstraţie a utilităţii fosilelor în corelarea depozitelor depărtate geografic, conţinutul paleontologic al stratelor a devenit în întreaga lume un reper esenţial folosit pentru sistematizarea şi cartografierea depozitelor sedimentare.

Insumate, activităţile stratigrafice desfăşurate asupra secţiunilor locale deschise la suprafaţă în diferite continente au condus la elaborarea şi rafinarea continuă a scării globale a timpului geologic, ale cărei trepte sunt marcate de evenimente paleobiologice majore, cu efecte în plan geografic extins. Erele, marile diviziuni ale timpului geologic sunt separate prin caractere generale ale ansamblurilor de faună: Proterozoic – asociaţii primare, de început, Paleozoic – asociaţii de "faune vechi ", Mezozoic – asociaţii cu caracter intermediar, Neozoic

sau Cenozoic – asociații faunistice "de tip nou", asemănătoare celor din prezent. Limitele dintre ere corespund dispariției unor întregi categorii taxonomice de organisme, de pe întreaga suprafață a Pământului, asemenea discontinuități paleobiologice fiind cunoscute sub numele de "extincții globale".

Aspecte ale evoluției organismelor: apariții, dispariții, faze de maximă dezvoltare, marchează și limitele diviziunilor de grad mai mic ale scării geocronologice. Așa cum s-a arătat în capitolele anterioare, dedicate unităților biostratigrafice (pag. 29-32) și datării relative pe baza fosilelor (pag. 45-55) unitatea fundamentală în clasificarea biostratigrafică o reprezintă biozona, cele mai utilizate în datarea relativă fiind biozonele definite pe baza taxonilor elementari, specii și subspecii, aparținând "fosilelor caracteristice".

Deși au trecut două secole de la primele încercări sistematice de ierarhizare cronologică a rocilor scoarței terestre prin mijlocirea fosilelor, timp în care numeroase noi domenii, specializate problematic, ale Stratigrafiei au apărut și s-au dezvoltat, susținute de tehnici și echipamente de cercetare tot mai perfecționate, modalitatea biostratigrafică continuă să fie și în prezent cea mai folosită în activitățile de clasificare, datare relativă și corelare stratigrafică în scopuri practice, economice. Explicația constă în fezabilitatea ridicată a metodei biostratigrafice, aplicabilitatea sa egală în cazul rocilor deschise sau a celor din subteran și nu în ultimul rând în costurile mai mici implicate, comparativ cu alte metode.

In corelările pe baza conținutului paleontologic sunt folosite toate tipurile de biozone prezentate în capitolul 3 – *Clasificarea stratigrafică: Unități biostratigrafice.* Alegerea unuia sau altuia dintre tipurile de biozone depinde de particularitățile paleontologice ale secțiunilor stratigrafice comparate, care au fost divizate în funcție de conținutul fosilifer. Limitele biozonelor succesive pot fi trasate între secțiunile comparate la fel ca și în cazul diferitelor tipuri de litocorelări, conținutul paleontologic reprezentând în fond un caracter al rocilor sedimentare, care în funcție de tipologia fosilelor cuprinse, permite individualizarea stratelor.

Redat în mod expresiv și schematic, corelarea pe baza criteriului paleontologic al stratelor se realizează conform modelului prezentat în fig. 6.23. în care stratele sunt comparate prin conținutul total în fosile. Intre limitele stratelor cu un conținut asemănător, nu neapărat identic, sunt trasate liniile de corelare.

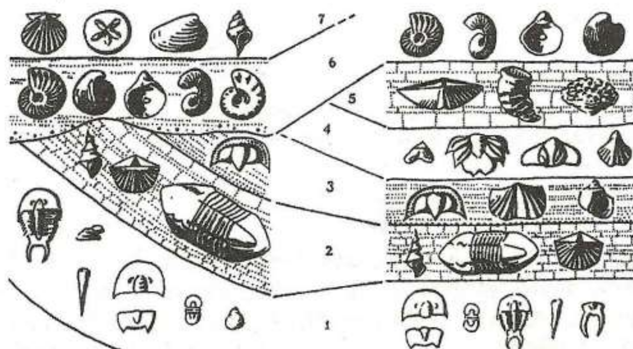


Fig. 6.23. Diagramă generalizată ilustrând corelarea pe baza asociațiilor de fosile (din R. C. Moore, C. G. Lalicher și A. G. Fischer, 1952)

In general, atunci când limitele a două biozone corespondente sunt trasate între secțiuni învecinate, probabilitatea ca aceste limite să reprezinte plane de aceeași valoare cronologică (izocrone) este mai ridicată decât în situațiile în care secțiunile comparate sunt mai depărtate. De cele mai multe ori însă, datorită dinamicii proceselor de evoluție a speciilor-categoria taxonomică cea mai importantă în activitățile biostratigrafice, planele care unesc limitele biozonelor între secțiuni distincte intersectează planele de egală valoare cronologică (vezi fig. 4.5).

De obicei *biozona de asociere (assemblage zone*, engl.) şi *biozona de apogeu (abundance zone*, engl.) nu au limite cronologic echivalente atunci când sunt trasate lateral, caracterele care le definesc fiind variabile, chiar într-un areal relativ restrâns.

Mai relevant din punct de vedere cronologic este în schimb *biozona de interval (interval zone*, engl.), în special zonele definite prin prima apariţie a speciilor, liniile de corelare fiind în acest caz deseori coincidente cu izocronele (fig. 6.24).

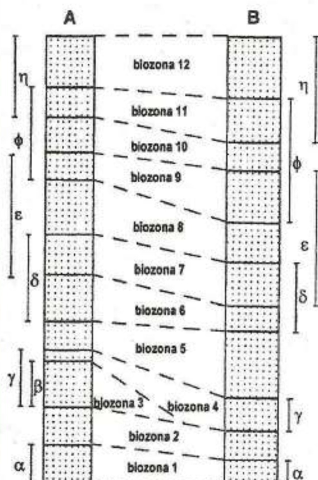


Fig. 6.24. Exemplu teoretic de corelare între 2 secţiuni utilizând biozonele de interval. Biozona 1 este definită prin range-ul total al taxonului α; biozona 2 este o biozonă de interval definită prin ultima apariţie a taxonului α şi prima apariţie a taxonului β, biozona 3 este definită în secţiunea A prin range-ul total al taxonului β, este însă absentă în secţiunea B (lacună stratigrafică sau lipsă datorată unor cauze biologice – migraţie- sau ecologice); biozonele 5 şi 8 sunt de asemenea biozone de interval cuprinse între ultimele apariţii ale taxonului γ, respectiv δ; biozona 6 corespunde range-ului parţial al taxonului δ până la apariţia taxonului ε, etc

In cazul biozonelor de extensiune, aparent cele mai adecvate corelărilor biostratigrafice, dar în mai mică măsură şi în cazul celorlalte tipuri de biozone, trebuie avut în vedere că de cele mai multe ori, intervalele de existenţă ale speciilor, reprezentate în cadrul secţiunilor locale nu constituie decât o parte din existenţa lor totală, iar intervalele acestor existenţe parţiale pot diferi de asemenea în mod semnificativ între secţiunile comparate, cu atât mai mult cu cât acestea sunt mai depărtate una de alta. Una dintre explicaţiile acestei necoincidenţe este legată de deosebirile ecologice între localităţi cuprinse în arealul ocupat de grupele de populaţii ale diferitelor specii, anumite condiţii putând reprezenta "bariere" ce restrâng existenţa indivizilor, în timp ce ambianţele favorabile permit o existenţă mai îndelungată (fig. 6.25).

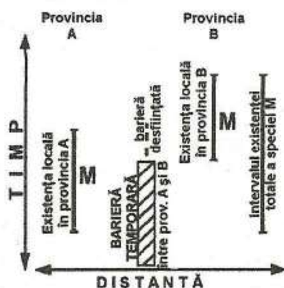


Fig. 6.25. Diferenţa între intervalul existenţei parţiale (locale) şi cel al existenţei totale. Specia M apare în provincia A, dar extensiunea sa laterală în provincia B este restricţionată de o barieră (geografică sau ecologică). Ulterior prin dispariţia barierei specia M pătrunde şi în provincia B, unde ea persistă după dispariţia în provincia A. Intervalul existenţei totale este deci marcat de prima apariţie în A, respectiv ultima apariţie în B (modificat după Boggs, 1987)

Heterocronismul în plan geografic mai larg al limitelor biozonelor definite prin aceaşi specie sau prin aceaşi asociaţie de taxoni elementari este datorat fenomenului de "migraţie", nu în sensul comun de părăsire şi revenire sezonieră a unei anumite regiuni, aşa cum este "migraţia păsărilor", ci de schimbare temporară sau de părăsire definitivă de către una sau mai multe specii a unui areal iniţial, urmat de popularea altui areal, cauza unei asemenea "migraţii" fiind de obicei legată de modificări importante ale factorilor ambientali. Consecinţa biostratigrafică a "migraţiei" speciilor este prezentată în fig. 6.26: între localităţile A şi B limitele intervalelor de existenţă parţială ale unei anumite specii nu sunt echivalente cronologic, liniile de corelare trasabile între cele două localităţi fiind diacrone.

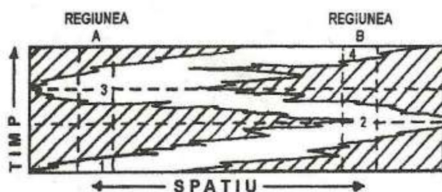


Fig. 6.26. Apariţia heterocronă a unor taxoni în regiuni diferite este legată de fenomenul de migraţie In cazul figurat, populaţii distincte ale aceluiaşi taxon apar în regiunea A în intervalele 1 şi 3, dar în intervalele 2 şi 4 (diferite) în regiunea B (după Newell, 1956)

Deseori intervalul migraţiei dintr-o regiune în alta este relativ scurt, nedetectabil prin metodele de datare stratigrafică; în acest caz liniile de corelare trasate între biozone corespondente din secţiuni distincte sunt considerate de egală valoare cronologică. Alte ori însă perioada de desfăşurare a "migraţiei" este semnificativă în timp. De exemplu amonitul *Acconoceras nissus* este întâlnit în etaje diferite ale Cretacicului inferior din diferite regiuni ale Europei, marcând o migraţie lentă de la est spre vest; foraminiferul *Lepidocyclina* este cunoscut la nivelul Eocenului mediu în America de Nord, în timp ce în Eurasia este semnalat doar la sfârşitul Eocenului. In mod similar, faunele de mamifere cu *Hipparion* apar mai timpuriu, în Miocenul mediu în Sud-Estul Europei şi doar în Pliocen în vestul continentului.

Modificarea arealului de către grupuri de populaţii ale unei specii reprezintă de alt fel un element determinant în apariţia unor noi specii în cazul modului de speciaţie allopatric (vezi pag. 54).

Fluctuaţiile în timp ale arealelor de răspândire, atât a speciilor individuale cât şi a comunităţilor contemporane de specii sunt studiate de **Paleobiogeografie**, în strânsă legătură cu modificările paleogeografice majore determinate de dinamica plăcilor tectonice. Din punct de vedere biostratigrafic cunoaşterea şi interpretarea corectă a schimbările survenite cronologic în distribuţia geografică a taxonilor elementari reprezintă o condiţie esenţială pentru realizarea corelărilor între regiuni depărtate din cuprinsul arealului distributiv total al taxonilor consideraţi.

Răspândirea geografică a speciilor este limitată în mod natural de "bariere", cele mai comune fiind cele de natură ecologică, care întrerup continuitatea unui biotop, caracterizat prin anumiţi factori ambientali ce condiţionează existenţa unei comunităţi specifice de organisme. In cazul microorganismelor care compun planctonul oceanic şi care ocupă cele mai întinse areale, principalul factor limitativ ("barieră") este temperatura apelor de suprafaţă, apele cu temperatură ridicată, dintre latitudinile regiunilor tropicale şi subtropicale, concentrând majoritatea planctonului cu schelet calcaros, în timp ce în apele cu temperatură mai scăzută este prezentă cea mai mare parte a planctonului silicios.

Pentru organismele bentonice, "barierele" sunt reprezentate prin adâncimea şi relieful substratului marin. In cazul vertebratelor terestre, tetrapode, "barierele" care se interpun tendinţei speciilor de mărire a arealului sunt determinate în principal de zonalitatea climatică a planetei şi de relieful înalt.

"Barierele"care s-au constituit şi s-au modificat în strânsă dependenţă de mişcarea plăcilor tectonice au avut un rol major în compartimentarea planetei în regiuni sau "provincii paleobiogeografice" caracterizate prin asociaţii distincte de plante şi animale contemporane. Asemenea provincii au existat în trecut la fel ca şi în prezent, atât în domeniul oceanic cât şi în cel continental, configuraţia geografică a provinciilor şi componenţa lor taxonomică modificându-se periodic. Istoria geologică consemnează faze de diferenţiere mai accentuată între provincii şi respectiv de convergenţă, cea mai îndelungată şi mai bine documentată dintre acestea fiind "faza Pangeică", a continentelor unitare, cuprinsă între Permian şi prima parte a Jurasicului.

Posibilitatea corelării biostratigrafice între provincii paleobiogeografice distincte şi contemporane este condiţionată de existenţa la limita dintre provincii a unor elemente

comune, cu alte cuvinte a unor specii cu areale întrepătrunse la limita dintre cele două provincii. Iată câteva exemple de asemenea corelări :

- La nivelul **Cambrianului inferior** sunt recunoscute două mari provincii la scară globală, caracterizate prin asociații distincte de trilobiți, grupul de nevertebrate în care sunt cuprinse principale "fosile caracteristice" ale acestei perioade: **provincia cu Olenellide** sau "provincia acado-baltică", care cuprinde actualele regiuni ale Americii de Nord, Groenlanda, Europa de Nord-Vest și, respectiv **provincia cu Redlichiide** sau "provincia pacifică" ce includea Siberia, China, sudul Asiei, Australia și Antarctica. Corespondența dintre cele două provincii din Cambrian este stabilită pe baza secvențelor biostratigrafice din

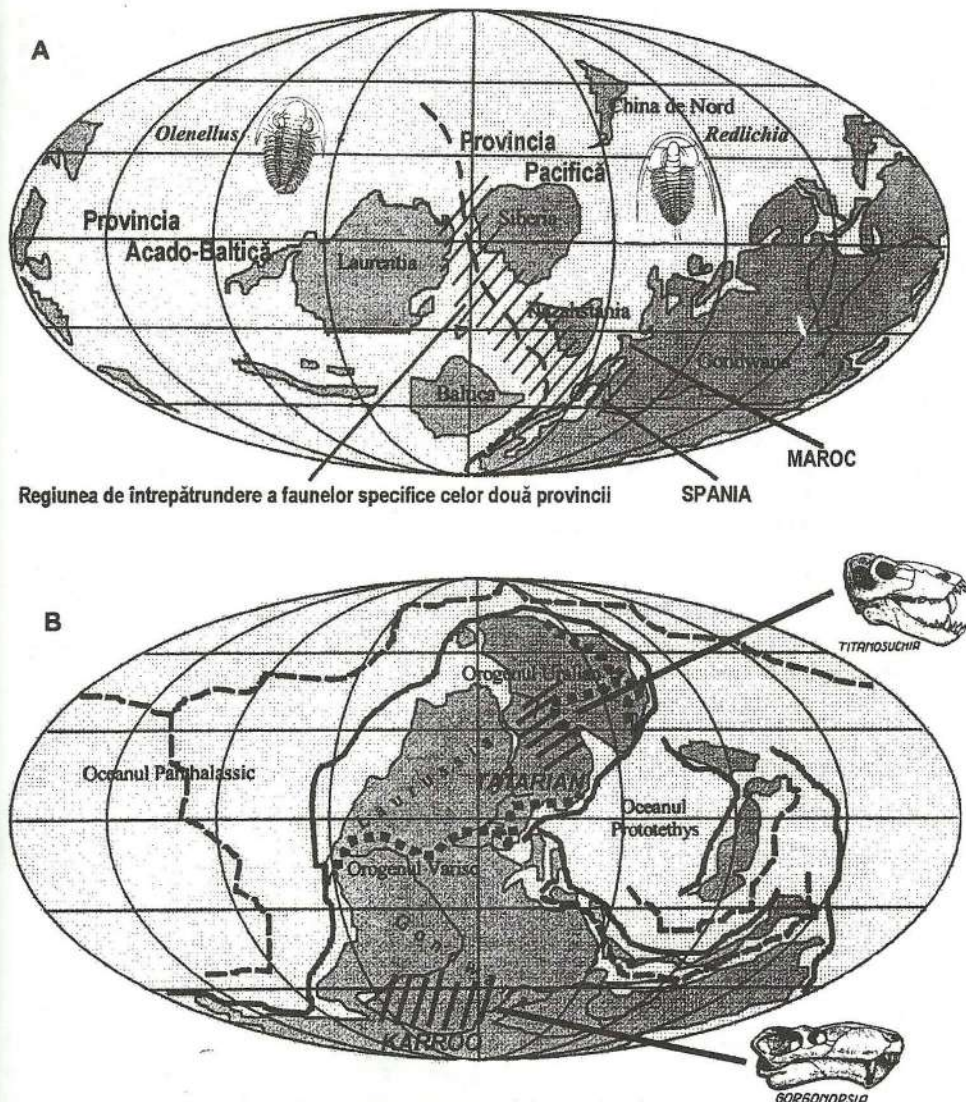


Fig. 6.27. Două cazuri în care biocorelările interprovinciale sunt posibile. **A** – Corelarea între provinciile Acado-Baltică și Pacifică la nivelul Cambrianului inferior pe baza suprapunerilor de areale ale trilobiților din familiile **Olenellidae** și **Redlichiidae**. **B** – Corelarea depozitelor continentale din regiuni depărtate ale Pangeei pe baza unor elemente comune din cadrul faunelor de reptile la nivelul Permianului și Triasicului.

Spania, Maroc, Siberia, regiuni în care specii ale genului *Olenellus* sunt asociate cu specii de *Redlichia* (fig, 6.27A).

- Faunele de vertebrate tetrapode ale **Permianului superior** și **Triasicului,** reprezentate în special prin cotilosauri (grupul de origine al reptilelor) și therapside ("reptile – mamaliene"), prezintă afinități importante la nivelul familiilor, între continenele nordice ce formau "Laurasia" și cele sudice, ale "Gondwanei", cele două vaste blocuri continentale fiind unite și formând la acest nivel "supracontinentul unitar" sau Pangea. Asemănările vădesc strânse relații filogenetice, facilitate de contextul paleogeografic; aceste asemănări sunt bine ilustrate prin compararea celor mai bogate depozite fosilifere din cele două emisfere la nivelul Permianului superior - Tatarian din regiunea preuraliană a Platformei Ruse și respectiv "Seriile de Beaufort" din cadrul "Grupului Karroo" din Africa de sud. Asemănările faunistice dintre cele două regiuni sunt consecința desființării temporare a unor "bariere" prin coliziunea celor două mari blocuri continentale. Este un caz de "convergență" a faunelor, opus situațiilor de "divergență", întâlnite mai frecvent în evoluția paleobiogeografică a Pământului, care facilitează biocorelațiile interprovinciale (fig. 6.27B).
- Asociațiile de nevertebrate marine ale **Jurasicului superior** și **Cretacicului inferior** relevă existența în cadrul emisferei nordice a două mari provincii paleobiogeografice: **provincia** sudică sau **mezogeană**, care cuprindea la scara Europei, regiunile sudice și centrale ale continentului și **provincia** nordică sau **boreală,** corespunzătoare regiunii nordice și nord-vestice a Europei. Asociațiile de amoniți, belemniți, bivalve, brachiopode și în general ale tuturor grupelor de nevertebrate din cadrul celor două provincii cuprind genuri distincte, adaptate unor condiții diferite de temperatură a apelor. Testarea crono-echivalențelor dintre depozitele celor două provincii poate fi realizată prin elemente faunistice ale căror arii se suprapun în zonele limitrofe ale provinciilor. Astfel în regiunea Aquitaniei din sud-vestul Franței, ca și în ariile carpatice, alături de elementele mezogeene, dominante, se cunosc o serie de genuri de origine boreală, numărul acestora crescând în cadrul depozitelor din sudul Angliei, regiune aflată la sfârșitul Jurasicului și începutul Cretacicului la limita dintre cele două mari provincii.

***

Principiul întrepătrunderii arealelor unor specii având intervale de existență mai mult sau mai puțin coincidente este folosit în practica biostratigrafică pentru corelările inter - regionale, ce impun deseori traversarea unor "bariere". In fig. 6.28. este ilustrată schematic posibilitatea corelării biostratigrafice între depozite formate în regiuni cu batimetrie diferită ale domeniului marin, caracterizate prin asociații specifice diferitelor ambianțe ecologice. Fiecare domeniu batimetric este caracterizat prin asociații paleontologice distincte, pe baza acestora fiind realizate scările de biozonare regionale. In cadrul "biozonelor de asociere" ale domeniilor batimetrice, o anumită categorie ecologică este dominantă: organismele bentonice - în șelful proximal, cele nectonice – în șelful distal, cele planctonice – în domeniul oceanic. Pe lângă organismele dominante sunt însă cuprinse în cadrul biozonelor de asociere și organisme caracteristice domeniilor învecinate. Aceste întrepătrunderi spațiale ale unor organisme care au fost contemporane permit corelarea biostratigrafică între depozitele formate în domenii cu batimetrie diferită.

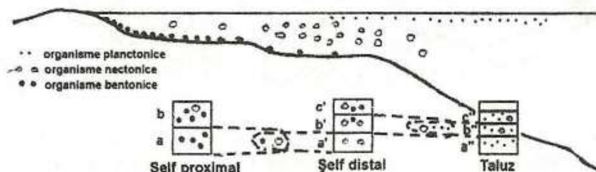


Fig. 6.28. Modalitatea de biocorelare între depozite marine formate în domenii de adâncime diferită caracterizate prin organisme aparținând unor domenii ecologice distincte.

Prin această metodă au putut fi corelate calcarele recifale cu hipuriţi cu marnocalcarele cu amoniţi şi marnele cu foraminifere globotruncanide la nivelul etajelor Cretacicului superior (Senonian) din diferite regiuni ale Tethysului.

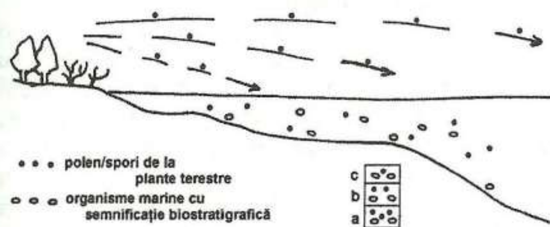


Fig. 6.29. Reprezentarea schematică a modalităţii de corelare între depozite continentale şi marine, formate concomitent, pe baza microstructurilor de plante terestre (spori şi polen) transportate eolian şi incorporate sedimentelor marine la distanţe mai mari sau mai mici de regiunile de povenienţă. Microstructurile plantelor terestre apar astfel asociate organismelor marine în aceleaşi depozite, permiţând astfel echivalarea cronologică directă a celor două domenii de sedimentare distincte.

Suprapunerea arealelor geografice ale unor specii contemporane este utilizată şi în corelarea dintre depozite continentale şi cele marine. Rolul principal în aceste corelări îl au microstructurile reproductive ale plantelor terestre, spori sau polen, care datorită dimensiunilor foarte mici sunt antrenate prin curenţii eolieni la mari distanţe faţă de locul de origine, inclusiv deasupra mărilor şi oceanelor, putând fi ca atare întâlnite în sedimente şi roci marine alături de organisme proprii acestor medii (fig. 6.29).

Biocorelările pot constitui un mijloc de echivalare cronologică precisă atunci când fenomenele biologice care determină individualizarea biozonelor sunt legate de evenimente geologice cu desfăşurare sincronă şi care au determinat efecte similare într-un larg areal. Un bun exemplu în acest caz îl reprezintă corelarea bazată pe modul de înrulare al unor foraminifere, determinat de condiţii ecologice specifice. Este cunoscut că în cazul foraminiferelor planctonice cu test multicameral, modul de înrulare al testului (spre dreapta sau spre stânga) poate fi influenţat de temperatura apelor de suprafaţă. De exemplu la *Globorotalia truncatulinoides* din Cuaternar, în condiţiile unor ape mai calde predomină înrularea dextră, respectiv în condiţii de ape mai reci înrularea senestră. In fig. 6.30. este prezentată corelarea unor carote cu sedimente cuaternare din Atlanticul de Sud, formate în contextul răcirii climatice generale ce a caracterizat această perioadă, pe baza ratei înrulării observate la testurile de *Globorotalia truncatulinoides*.

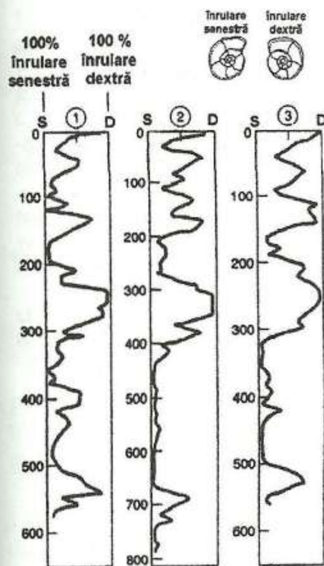


Fig. 6.30. Corelarea biostratigrafică şi echivalarea cronologică a fluctuaţiilor de temperatură a apelor pe baza procentului de înrulare a testurilor de *Globorotalia truncatulinoides* în cadrul a trei carote cu sedimente pleistocene din Atlanticul de Sud. Intervalul cronologic reprezentat de carote este de 1,5 milioane ani (după Eicher, 1976).

Biocorelările dintre secţiuni stratigrafice pot fi redate grafic prin utilizarea unor metode cantitative. O asemenea metodă este cea introdusă în 1964 de A. B. Shaw, adoptată apoi de mulţi cercetători. Conform metodei lui Shaw, este mai întâi selectată o secţiune de referinţă în cadrul unei regiuni care va servi drept etalon în corelarea cu alte secţiuni (fig. 6.31A). Secţiunea aleasă trebuie să aibă cea mai mare grosime stratigrafică, să fie lipsită de complicaţii tectonice şi să aibă un bogat şi divers conţinut palontologic. In cadrul secţiunii sunt măsurate şi prelevate probe în cadrul range-ului fiecărei specii, marcat prin nivelul

primei apariţii şi respectiv ultimei apariţii. Ambele nivele sunt măsurate faţă de baza considerată a secţiunii, care constituie nivelul 0. Range-ul măsurat între nivelul primei şi al ultimei apariţii în cadrul secţiunii de referinţă nu reprezintă intervalul total al existenţei speciilor, dar acest fapt nu impietează asupra corelării cu alte secţiuni.

Următorul demers îl constituie alegerea unei alte secţiuni pentru care se va urmări aceeaşi procedură de măsurare şi probare a range-urilor speciilor în vederea corelării cu secţiunea de referinţă. Cele două secţiuni reprezintă un sistem cu două variabile care poate fi reprezentat grafic (fig. 6.31B). Pe orizontală este înscrisă distanţa faţă de bază în secţiunea A, iar pe verticală distanţa aceluiaşi parametru în secţiunea B. Astfel, prima şi ultima apariţie a fiecărei specii în secţiunea de referinţă poate fi comparată grafic cu corespondentele din secţiunea a doua. In cazul unei bune corelări între cele două secţiuni punctele proiectate vor fi dispuse în jurul unei linii drepte, care reprezintă *linia de corelaţie*. In cazul punctelor care se proiectează în afara acestei linii, acestea pot reprezenta specii dependente de un anume facies, sau distribuţia speciilor respective în cele două secţiuni poate să fie decalată datorită existenţei unor bariere temporare. Şi în acest caz, existenţa unui reper litologic (în cazul dat, un strat de bentonit) echivalent în cele două secţiuni este de natură să certifice valoarea conologică a corelării.

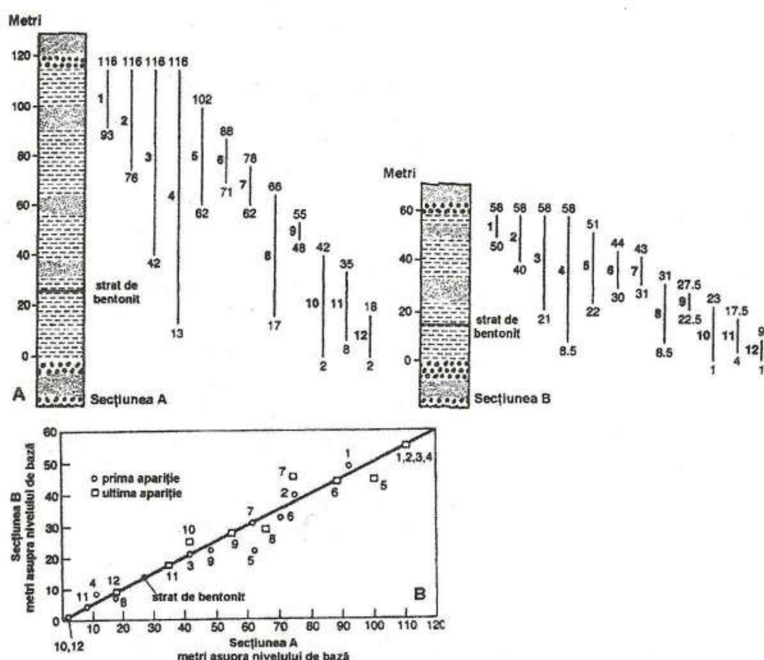


Fig. 6.31. **A.** Reprezentarea schematică a range-urilor corespunzătoare celor 12 specii comune în cadrul secţiunilor A şi B. Cifrele de la partea inferioară a fiecărui interval reprezintă distanţa în m. faţă de baza secţiunilor, marcând prima şi respectiv ultima apariţie a speciilor.
B. Linia de corelaţie a secţiunilor A şi B (după Boggs, 1987).

6.4. Corelarea pe baza vârstelor geologice - Cronocorelări

Stabilirea raporturilor de echivalenţă cronostratigrafică între depozite acumulate în acelaşi timp în diferite regiuni ale Pământului şi în diverse condiţii de formare, reprezintă scopul principal al corelării stratigrafice. Recunoaşterea sincronismului depozitelor cu localizare geografică distinctă condiţionează stabilirea succesiunii şi efectelor evenimentelor geologice deductibile din studiul depozitelor geologice, pe care se bazează reconstituirile paleogeografice la scară regională şi planetară, implicit a întregii istorii a Pământului.

Elaborarea scării globale a timpului geologic căreia îi sunt raportate secvențele stratigrafice din oricare parte a lumii este principala rezultantă a cronocorelărilor inter-regionale.

În capitolele anterioare s-a arătat că atât litocorelările cât și biocorelările nu conduc în general la echivalări cronologice precise chiar atunci când sunt comparate secțiuni relativ apropiate. Aceasta se datorează faptului că atât criteriile utilizate în litocorelări cât și în biocorelări sunt fluctuante în timp și în spațiu, determinând caracterul diacron al limitelor unităților lito- și biostratigrafice.

Cronocorelarea depozitelor distribuite înrr-un larg areal geografic inclusiv pe întreaga suprafață a Pământului este bazată pe "evenimente"cu desfășurare sincronă și ale căror efecte sunt detectabile în cadrul depozitelor geologice. Evenimentele implicate sunt de natură diferită: fizică, chimică sau biologică, studiul lor relizându-se printr-o serie de metode specifice, iar cronologia lor este stabilită prin metode de datare radiometrică sau biostratigrafică.

În mod teoretic, metoda radiometrică este cea mai adecvată datării rocilor și implicit a cronocorelării evenimentelor deductibile din studiul acestora. În mod practic însă, datarea radiometrică este utilizată în special în cazul rocilor magmatice și metamorfice a căror poziție cronostratigrafică nu poate fi cunoscută prin mtoda biostratigrafică. În cazul rocilor sedimentare, datarea radiometrică este mai puțin aplicată, pe de o parte pentru că de cele mai multe ori aceste roci nu conțin elemente radioactive, pe de altă parte pentru că prin procesele de alterare, comune în cazul rocilor de la suprafața scoarței, precum și prin cele de diageneză, rocile sedimentare pot pierde sau din contră adiționa elemente radiogene (elemente derivate prin dezintegrarea radioactivă), vârstele calculate fiind, în asemenea situații, eronate.

În funcție de durata, modul de desfășurare (strict localizat spațial și cronologic sau evolutiv, prin cicluri ale aceluiași proces) și de desfășurarea spațială (în cadru regional sau planetar), evenimentele, pe baza cărora sunt realizate cronocorelările, pot fi grupate în trei categorii:

1. Evenimente instantanee, punctiforme spațial și cronologic, cu efecte în plan regional extins și chiar planetar;
2. Evenimente de scurtă durată cu desfășurare ciclică neregulată și efecte globale;
3. Evenimente de scurtă durată, ciclice, cu efecte în plan regional extins.

6.4.1. Corelarea evenimentelor instantanee, punctiforme, cu efecte într-un larg cadru geografic, inclusiv la scara întregii planete

a. Erupțiile vulcanice

Erupțiile vulcanice au loc într-un interval foarte scurt de timp, practic instantaneu, produsele lor - cinerite sau tufuri - fiind distribuite sincron, pe suprafețe mai mici sau mai mari, în funcție de forța erupției. Uneori aceste produse vulcanice au fost răspândite pe o mare parte a suprafeței Pământului.

De exemplu, erupția vulcanului Perbuatan din insula Krakatoa, Indonezia din anul 1883 a răspândit cenușa vulcanică pe întreaga suprafață a Pământului, iar cenușile rezultate din erupția din 1980 a Muntelui St. Helens din vestul S.U.A, au fost depuse pe o suprafață de câteva mii de km^2.

Stratele formate din produsele fine ale erupțiilor vulcanice pot avea grosimi de zeci de metrii în apropierea vulcanului, dar numai de câțiva centimetri în zonele cele mai depărate.

Stratele "tephra"(de cenușă vulcanică sau de tuf în forma litificată), constituie "strate-reper" cronocorelabile la mari distanțe față de centrul de erupție, condiționat de identificarea lor precisă drept produse ale unui anumit moment de erupție. Această precizare este realizată

prin studiul compoziției mineralogice și geochimice a stratelor tephra, prin care erupțiile vulcanice sunt individualizate (fig. 6.32).

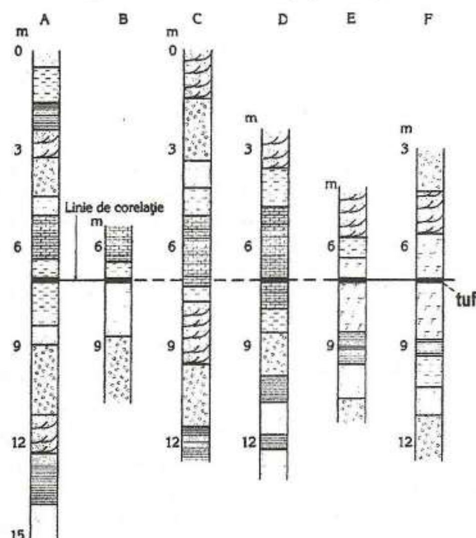


Fig. 6.32. Exemplu de cronocorelare pe baza unui eveniment de scurtă durată, marcat într-un cadru regional printr-un strat de tuf vulcanic. Absența stratului de tuf în secțiunea C nu afectează corectitudinea corelării, stratele putând fi echivalate cronologic în funcție de cota liniei de corelație (modificat după Hsu et al., 1980).

b. Anomalia iridiului: reper global al limitei Cretacic/Terțiar

Anomalia iridiului la limita Cretacic/Terțiar (K/T) reprezintă un tip de eveniment "catastrofic", în sensul unei cauze întâmplătoare, nelegată de un fenomen evolutiv, al cărui impact este marcat la scară planetară, permițând astfel echivalarea cronologică a unor depozite din regiuni diferite și foarte depărtate ale Pământului.

Conținuturi anomale ale uneia sau mai multor elemente chimice asociate sunt comune în cadrul succesiunilor stratigrafice de vârste diferite, dar de regulă, acestea sunt localizate cronologic și geografic, evidențiind condiții de geneză litofacială particulare. În consecință valoarea de reper stratigrafic utilizabil în cronocorelări a unor anomalii geochimice este limitată.

Anomalia iridiului la limita K/T prezintă un caracter special. În primul rând pentru că acest element din grupul platinei este un element foarte rar în cadrul rocilor terestre, cu excepția rocilor magmatice generate prin erupții din focare adânci, subcrustale, fiind în schimb abundent în cadrul corpurilor cosmice (conținutul în iridiu al meteoriților este de 10^4

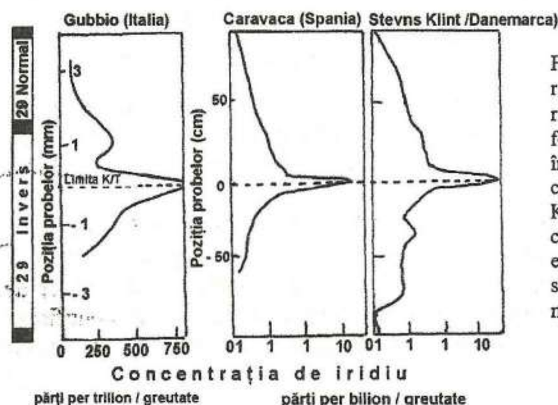


Fig. 6.33. Anomalia iridiului la limita K/T redată grafic în cadrul a 3 secțiuni reprezentative. Deși cantitativ anomalia diferă foate mult de la un loc la altul, ea a fost înregistrată în localități din întreaga lume unde condițiile de sedimentare au continuat la limita K/T, constituind un bun criteriu de cronocorelare la scară planetară pe baza unui eveniment punctiform. In partea stângă segmentul corespunzător al scării magnetostratigrafice (după Courtillot, 1990).

mai mare decât al rocilor terestre).

In al doilea rând, pentru că anomalia iridiului a fost recunoscută la limita K/T în peste 100 de localităţi din întreaga lume, din Canada şi Danemarca până în Noua Zeelandă, atât în faciesuri continentale, cât şi marine, atât pe continente, cât şi în foraje oceanice. Amploarea anomaliei variază însă în limite foarte largi: de la 2-3 ori faţă de atât pentru valoarea sa de reper universal al limitei K/T cât şi în legătură cu mult concentraţia normală până la peste 200 de ori (fig. 6.33).

În al treilea rând, pentru că această anomalie a fost intens studiată în ultimii 20 de ani, atât pentru valoarea sa de reper universal al limitei K/T, cât şi în legătură cu ipoteza impactului meteoritic cu scoarţa terestră produs la această limită, care ar fi determinat dispariţia dinosaurilor şi a altor animale contemporane lor.

Faptul că nu în toate regiunile de pe suprafaţa Pământului, unde pe baza criteriilor biostratigrafice sau a datării radiometrice au fost recunoscute depozite marcând tranziţia dintre Cretacic şi Terţiar, a fost identificată anomalia iridiului este legat de condiţiile depoziţionale: numai în cazul sedimentelor pelitice în care depunerea particolelor a fost lentă şi continuă, fără a fi suferit procese de eroziune sau de bioturbaţie, particolele fine de iridiu au putut fi concentrate şi conservate.

Concentraţii anomale ale iridiului au fost semnalate şi la alte nivele cronostratigrafice, începând cu limita Precambrian/Cambrian şi până în Pleistocenul superior, dar toate aceste semnalări sunt localizate spaţial, necorelabile deci pe mari suprafeţe.

Originea concentraţiilor de iridiu de la limita Cretacic/Terţiar este discutată în cadrul a două ipoteze: provenienţa extraterestră, legată de impactul cu suprafaţa scoarţei terestre a unui fragment cosmic (asteroid sau nucleu solid al unei comete), respectiv originea intraterestră, legată de erupţii magmatice din zona mantalei.

Prima ipoteză are mai mulţi susţinători iar principalul său argument îl constituie identificarea unui crater de impact în peninsula Yucatan din nord-estul Mexicului (craterul Chixulub), a cărui vârstă, de 65 milioane ani coincide cu cea a limitei Cretacic/Terţiar.

Dimensiunile estimate ale corpului cosmic care a produs craterul de impact sunt enorme: 10 km diametru, 400 miliarde de tone greutate, iar energia degajată de impact se presupune că a determinat ejectarea în atmosferă o unei enorme cantităţi de praf bogat în iridium rezultat din dezagregarea corpului cosmic, praf care a fost depus pe întreaga suprafaţă a Pământului.

Ipoteza originii intraterestre este bazată pe prezenţa detectabilă a iridiului atât în lavele recente cât şi în cele fosile, spre exemplu, erupţiile succesive de lave bazaltice care au avut loc la sfârşitul perioadei Cretacice şi începutul Terţiarului în partea vestică a Indiei, formând podişul Deccan, au un conţinut ridicat în iridiu.

Indiferent de originea anomaliei iridiului, aceasta reprezintă un "eveniment" corelabil la scară globală, al limitei Cretacic/Terţiar.

Calcule bazate pe rata de acumulare a sedimentelor pelitice în care este concentrat iridiul indică o durată a evenimentului ce variază în funcţie de grosimea stratelor-reper în diferite localităţi între 7000 şi 150.000 ani, infirmând astfel ipoteza producerii sale instantanee.

6.4.2. Corelarea evenimentelor de scurtă durată, cu desfăşurare ciclică neregulată şi efecte globale

a. Inversiunile câmpului geomagnetic

Spre deosebire de polii geografici a căror poziţie este invariabilă, polul nord magnetic a suferit repetate schimbări în decursul timpului geologic, unele de mai mică amploare, altele cu mai mult de 180°, acestea din urmă constituind "inversiuni de polaritate geomagnetică".

Realitatea fenomenului a fost recunoscută treptat, în decursul secolului XX, devenind unanim acceptată după 1960, urmare a extinderii cercetărilor asupra magnetismului "fosil" al

rocilor (**paleomagnetism**) în diferite regiuni ale Pământului, situate atât pe continente, cât şi în cuprinsul bazinelor oceanice actuale.

Cercetările de paleomagnetism vizează măsurarea proprietăţilor vectoriale ale rocilor (intensitatea, declinaţia şi înclinaţia câmpului magnetic – vezi caseta cu **Magnetismul terestru şi originea sa**) din cadrul secvenţelor stratigrafice, proprietăţi pe baza cărora a fost calculată polaritatea geomagnetică din timpul formării rocilor. Desfăşurarea în paralel a cercetărilor de paleomagnetism cu datarea radiometrică sau biostratigrafică a permis calibrarea cronologică a secvenţelor locale, unitare prin proprietăţile geomagnetice constituind astfel "zone magnetostratigrafice"; astfel calibrate, magnetozonele recunoscute local pot fi apoi cronocorelate la scară planetară.

Magnetismul terestru şi originea sa

Câmpul magnetic care este măsurat la suprafaţa Pământului provine din trei surse inegale sub aspectul contribuţiei la generarea forţelor geomagnetice: sursa *internă*, cea mai importantă, situată în nucleul extern (între 2900 şi 5100 km adâncime), sursa *externă* - situată în atmosfera superioară şi mai departe în magnetosferă (până la 130.000 km), care este o sursă fluctuantă, legată de radiaţiile solare, reprezentând doar cca 5-10% din intensitatea câmpului total. Cea de a treia sursă - este la rândul său neregulată şi minoră, fiind legată de unele concentraţii de minerale cu susceptibilitate magnetică ridicată, acumulate în unele zone ale scoarţei terestre.

Sursa internă, majoră este datorată dinamicii curenţilor de convecţie termică formaţi în pătura lichidă a nucleului extern. Aceşti curenţi generează un puternic câmp electromagnetic, ale cărui manifestări ajung până la suprafaţă, cu toate că el este produs la temperaturi ce depăşesc punctul Curie, la care proprietăţile magnetice ale substanţelor dispar sau se atenuează foarte mult.

In ansamblu, câmpul geomagnetic intern este un câmp dipolar, comparat celui generat de o bară magnetică (fig. 6.39).

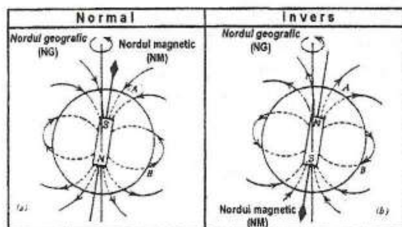


Fig. 6.39. Reprezentarea schematică a câmpului geomagnetic în episoadele de polaritate normală (a) şi inversă (b).

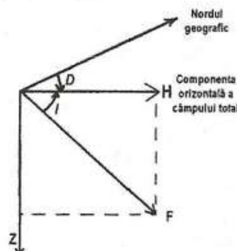


Fig. 6.40. Parametri principali ai câmpului magnetic terestru: D – declinaţia; I – înclinaţia; F – intesitatea.

În orice punct de pe suprafaţa Pământului, câmpul geomagnetic este definit prin trei parametrii: **intensitatea** (exprimată în γ), **declinaţia** (unghiul dintre componenta orizontală a câmpului total şi Nordul geografic) şi **înclinaţia** (unghiul dintre componenta orizontală şi direcţia câmpului total) (fig. 6.40). Axa geomagnetică a dipolului face un unghi de cca. 11° cu axa de rotaţie a Pământului şi nu trece prin centrul său geometric. Punctele în care axa geomagnetică intersectează suprafaţa globului constituie polii magnetici, Nord şi Sud.

Studiul sistematic al paleomagnetismului rocilor a condus la dezvoltarea unui nou domeniu al cercetării stratigrafice - **Magnetostratigrafia**, care oferă cea mai precisă modalitate de cronocorelare globală, fenomenul "inversiunilor geomagnetice" pe care este

fundamentată Magnetostratigrafia, reprezentând un fenomen cu desfăşurare sincronă la scara întregii planete.

Cercetările sistematice asupra paleomagnetismului, întreprinse în a doua parte a secolului XX au fost la început concentrate asupra rocilor cu susceptibilitate magnetică ridicată, legată de un conţinut important în "substanţe feromagnetice" (elemente şi/sau oxizi metalici: Fe, Ni, Co, Fe_3O_4- magnetit, Fe_2O_3 – hematit, Fe TiO_3 – ilmenit), aşa cum sunt în mod comun lavele şi tufurile vulcanice. Aceste roci sunt în acelaşi timp bogate şi în elemente radioactive, facilitând astfel desfăşurarea în paralel a datărilor radiometrice.

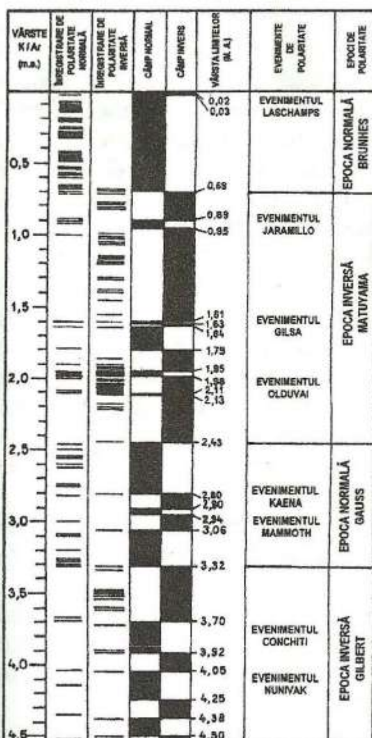


Fig. 6.34. Scara magnetostratigrafică a ultimilor 4,5 milioane de ani (din Pomerol et al., 1987).

Intervalul cronostratigrafic al primelor cercetări de paleomagnetism a fost restrâns la Cuaternar şi Pliocen (aproximativ intervalul cuprins între 0 – 5 milioane ani), şi la depozite deschise în ariile continentale (fig. 6.34). Pe măsura creşterii capacităţii de rezoluţie a magnetometrelor – aparatele utilizate pentru măsurarea magnetismului – au putut fi cercetate şi depozite sedimentare cu un conţinut feromagnetic mult mai redus, aşa cum sunt gresiile, rocile argiloase şi calcarele. Totodată, dezvoltarea unor mari proiecte de cercetare a depozitelor de "mare adâncă" din substratul oceanelor actuale (iniţiate prin "Deep-sea Drilling Project" în anii 1960-1980) a permis extinderea spectrului cronostratigrafic al cercetărilor de paleomagnetism, până la nivelul celor mai vechi roci aflate pe fundul oceanelor, vârsta acestora fiind de cca. 150 mil. ani, corespunzător limitei Jurasic mediu/Jurasic superior.

Depozitele de "mare adâncă" din substratul oceanic, prezintă în perspectiva reconstituirii succesiunii neîntrerupte a unităţilor de polaritate magnetică, care compun scara magnetostratigrafică, avantajul continuităţii de sedimentare, lipsind hiatusurile majore, ceea ce nu se întâmplă în cazul secvenţelor deschise pe continente, în special a celor alcătuite din depozite ne-marine în care lacunele stratigrafice sunt frecvente.

În prezent, scara magnetostratigrafică este bine definită pentru intervalul Actual-Campanian (Cretacic superior); mai jos, până la nivelul Jurasicului superior sunt necesare unele clarificări (în special pentru intervalul Santonian-Apţian care relevă o perioadă constantă de polaritate normală cu o durată extrem de mare, de 25 milioane de ani), iar sub Jurasicul superior, incertitudinile sunt numeroase, în primul rând datorită absenţei în mări sau pe continente a unor secvenţe cronostratigrafice corespunzătoare acestui interval, formate în condiţiile de continuitate depoziţională (fig. 6.35).

Cercetările de paleomagnetism, pe baza cărora a fost elaborată scara magnetostratigrafică, pornesc de la premiza că în momentul formării lor, fie prin cristalizare din topituri magmatice, fie prin sedimentare din soluţii, substanţele fero-magnetice se orientează paralel câmpului geomagnetic din momentul respectiv, asemenea unor busole (fig. 6.36). Orientarea şi proprietăţile magnetice primare sunt "îngheţate" ca atare în minerale şi în roci, constituind "**magnetismul remanent natural**".

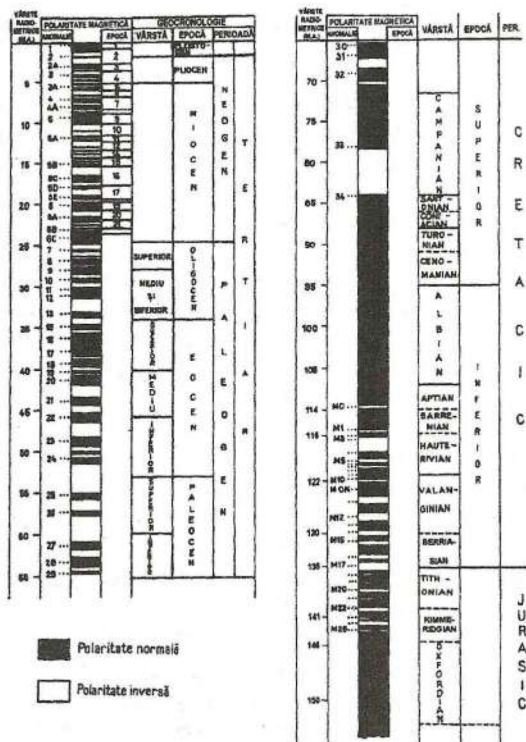


Fig. 6.35. Scara magnetostratigrafică a ultimilor 150 milioane de ani (Holocen-Oxfordian). Scara este bazată pe cercetarea depozitelor oceanice şi corelările cu stratotipii de limită datați biostratigrafic din cadrul unor secțiuni de pe continente (din Boggs, 1987).

Această proprietate primară nu este modificată de schimbările ulterioare ale câmpului geomagnetic, cu condiția ca temperatura în decursul eventualelor transformări subsecvente să nu depăşească "punctul Curie" reprezentând punctul critic al cristalizării substanțelor şi care are valori specifice fiecărui mineral (de exemplu pentru magnetit el are valoarea de 578° C).

Pentru rocile care au fost expuse la suprafață perioade îndelungate, fiind afectate de procese de alterare generatoare de noi minerale fero-magnetice, înlăturarea efectului câmpului magnetic secundar reprezintă o cerință esențială în studiile de paleomagnetism.

Scara magnetostratigrafică este constituită din "unități de polaritate magnetică" (*zone, suprazone* şi *subzone*), marcate convențional prin benzi alternante de culoare albă şi neagră.

Benzile negre reprezintă unități de **polaritate normală**, în decursul cărora orientarea magnetică a fost conformă celei din prezent (Nordul magnetic îndreptat spre Nordul geografic), în timp ce benzile de culoare albă reprezintă unități de **polaritate inversă**, în timpul cărora Nordul magnetic era orientat spre Sudul geografic.

Durata unităților de polaritate magnetică ce corespund inversiunilor câmpului geomagnetic este inegală, fiind cuprinsă între câteva mii de ani şi 1 milion de ani. Intervalele cu durată mai mică de 100.000 de ani sunt numite "evenimente de polaritate"[1] în timp ce intervalele cu durată mai mare constituie "epoci de polaritate". În cadrul unei "epoci" pot fi cuprinse unul sau mai multe "evenimente".

Polaritatea geomagnetică din prezent nu s-a modificat în cursul ultimilor 700.000 ani, acest interval constituind cea mai recentă "epocă" de polaritate normală: "epoca **Brunhes**",

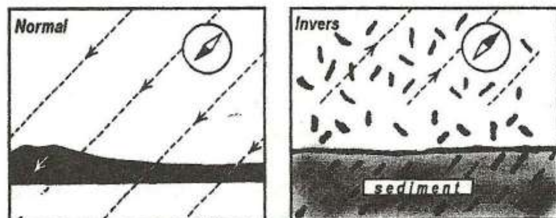


Fig. 6.36. Influența câmpului geomagnetic asupra magnetismului rocilor şi sedimentelor. Mineralele feromagnetice din curgerile de lavă (A) sau depunerile de substanțe feromagnetice în sedimente (B) se orientează conform orientării câmpului geomagnetic.

[1] Denumirile de "eveniment" şi "epocă" de polaritate magnetică sunt conform Ghidului Stratigrafic internațional, categorii informale, unitățile magnetostratigrafice formale fiind *zona, suprazona* şi *subzona de polaritate*

după numele fizicianului francez care în 1906 a remarcat diferențe în orientarea magnetică a unor pături succesive de lave cuaternare din Masivul Central Francez.

Epocile următoare sunt denumite **Matuyama** (geofizician japonez care a susținut în 1929, în urma cercetării lavelor din regiunea Pacificului, fenomenul inversiunilor magnetice), **Gauss** (matematician german din sec. XIX) și **Gilbert** (medic englez din sec. XVI), ambii precursori ai studiilor asupra magnetismului terestru (fig. 6.34).

Toate cele trei "epoci" de sub Brunhes cuprind "evenimente" care au fost denumite după localitățile geografice unde au fost evidențiate: **Jaramillo** (localitate în New Mexico, U.S.A), **Gilsa** (râu din Islanda), **Olduvai** (localitate în Tanzania).

Importanța deosebită pe care inversiunile câmpului magnetic redate prin scara magnetostratigrafică îl au în domeniul cronocorelărilor este determinată de faptul că ele reprezintă evenimente ale căror efecte au fost egale pe întreaga suprafață a Pământului.

Prin calibrare cronologică, radiometrică sau biostratigrafică, inversiunile magnetice devin repere precise de corelare între secvențe locale din diferite regiuni, indiferent de faciesul litologic și de situarea lor pe ariile continentale sau în bazinele oceanice (fig. 6.37).

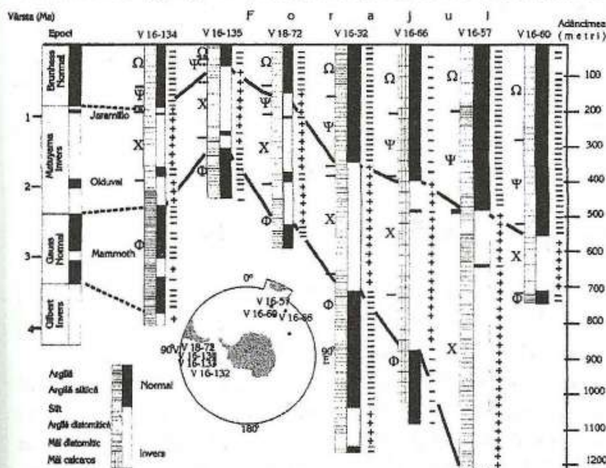


Fig. 6.37. Cronocorelarea a 7 carote cu sedimente oceanice din regiunea Antarctică pe baza inversiunilor câmpului geomagnetic. In paralel cu succesiunile magnetostratirafice ale fiecărui foraj sunt prezentate biozonele definite prin radiolari (litere grecești). Semnul - indică magnetism normal, + indică magnetism invers (din Opdyke et al., 1966).

Un model complex de cronocorelare a profilelor magnetice ale Oceanelor Atlantic, Indian și Pacific este prezentată în fig. 6.38. Profilele redau anomaliile magnetice în succesiunea lor laterală pornind de la axul crestelor de rift, notată cu cifra 1 și care corespunde pe scara distanțelor de dedesubtul fiecărui profil kilometrului 0. Sub fiecare profil sunt de asemenea prezentate corelativ scările magnetostratigrafice și cronologice, acestea din urmă având drept reper vârsta de 3.35 milioane de ani, ca sfârșitul epocii de polaritate normală Gauss. Liniile punctate marchează corespondența cronologică a anomaliilor din cadrul bazinelor oceanice.

Avantajul profilelor magnetice din regiunea fundurilor oceanice constă în faptul că pe aceste profile succesiunea anomaliilor este înregistrată continuu, fără lacune, în timp ce în cadrul secvențelor stratigrafice de pe continente asemenea lacune sunt comune, făcând astfel incertă cunoașterea cronometrică a anomaliilor.

Pentru aceasta, cronocorelarea unor secțiuni stratigrafice pe baza anomaliilor magnetice reclamă ca cercetările de paleomagnetism în teren să se desfășoare asupra unor ample secvențe litologice, formate în continuitate de sedimentare, lipsite de hiatusuri stratigrafice majore, pentru a putea identifica succesiunea a cel puțin două inversiuni. În acest fel poate fi bine stabilit cadrul magnetostratigrafic al secțiunilor, pe baza mai multor repere,

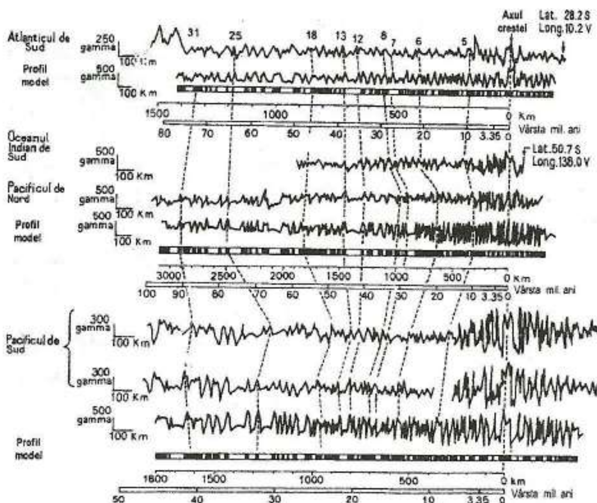


Fig. 6.38. Cronocorelarea profilelor magnetice din Oceanele Atlantic, Indian şi Pacific (din Boggs, 1987).

identificarea unei anomalii unice, izolată de un context magneto-stratigrafic nefiind relevantă pentru stabilirea sincronismului secvenţelor comparate.

În teren rocile asupra cărora urmează să se desfăşoare măsurătorile de paleomagnetism sunt mai întâi selectate în funcţie de susceptibilitatea magnetică şi gradul de prospeţime (sunt excluse rocile alterate), apoi pe eşantioanele alese se trasează vectorii ce marchează direcţia Nord. Se marchează, de asemenea direcţia stratului. Apoi eşantionul este prelevat pentru măsurătorile de paleomagnetism în laborator. O parte a rocii este folosită pentru determinarea vârstei radiometrice.

Efectul inversiunilor geomagnetice asupra evoluţiei organismelor

Prin caracterul său permanent, magnetismul terestru este un factor care influenţează viaţa organismelor, la fel ca şi radiaţia telurică şi cea cosmică, dar aparent într-un mod mai discret, relaţia dintre magnetism şi fenomenele biologice nefiind încă complet elucidată.

În mod experimental s-a demonstrat că procesul de creştere al plantelor este stimulat prin crearea în jurul acestora a unui câmp magnetic artificial. Zborul păsărilor migratoare sau orientarea balenelor în croazierele lor oceanice sunt influenţate de liniile de forţă ale câmpului magnetic, distorsiuni ale acestor linii perturbând direcţiile de deplasare ale acestor animale. Unii cercetători consideră că eşuarea pe plaje oceanice a mai multor balene, fapt semnalat în mai multe regiuni, este datorată unor asemenea perturbaţii magnetice.

Extrapolând asemenea constatări asupra conexiunii dintre fenomenele magnetice şi cele biologice, o serie de autori au avansat ipoteza că dispariţia concomitentă, în decursul timpului geologic, a unor întregi grupe de organisme, are din punct de vedere stratigrafic marchează limitele dintre diviziunile majore ale scării geocronologice a fost cauzată sau cel puţin influenţată de inversiunile magnetice. Deşi unele coincidenţe între "momente" ale producerii inversiunilor şi extincţii biologice majore sunt constatate prin compararea zonelor magnetostratigrafice cu cele biostratigrafice (fig. 6.37), în cele mai multe cazuri o asemenea corelaţie nu este relevată.

R. J. Uffen (1963) a fost unul dintre primii susţinători ai legăturii dintre inversiunile geomagnetice şi evoluţia organismelor, acest autor sugerând că inversiunile magnetice au influenţat nu numai extincţiile, dar au favorizat şi apariţiile de noi specii. Uffen presupune că în timpul relativ scurt al producerii unei inversiuni, intensitatea câmpului magnetic se reduce foarte mult, magnetosfera ne mai putând reţine puternica radiaţie cosmică, aceasta inducând atât extincţii cât şi producerea de mutaţii genetice generatoare de noi specii.

Studiile recente indică însă că rolul scutului magnetic exterior în reţinerea radiaţiei cosmice este minor, rolul principal avându-l stratul de ozon, în timp ce magnetosfera contribuie doar cu 5-10% în diminuarea radiaţiei cosmice.

Paleomagnetismul şi teoria tectonicii plăcilor

Dezvoltarea cercetărilor de paleomagnetism începând cu cea de a doua parte a secolului XX este strâns legată de fundamentarea teoriei tectonicii plăcilor, măsurătorile de paleomagnetism aducând cele mai consistente dovezi asupra expansiunii şi dinamicii fundurilor oceanice, documentând totodată reconstituirea poziţiilor ocupate de masele continentale faţă de coordonatele geografice în decursul timpului geologic.

Studiul proprietăţilor magnetice ale stratelor de lavă din zonele de rift ale oceanelor au relevat că acestea formează benzi simetrice cu egală valoare a intensităţii şi polarităţii magnetice, dispuse de o parte şi de alta a crestelor medio-oceanice.

Reprezentate schematic, în funcţie de proprietăţile magnetice, fundurile oceanice se prezintă ca o succesiune de benzi de culoare neagră ("zone de polaritate normală") şi albă ("zone de polaritate inversă"); benzile au lungimi de ordinul sutelor de km şi lăţimi cuprinse între 5 şi 50 km (fig. 6.41). Lavele emise succesiv prin canalul central al rifturilor se răcesc sub punctul Curie la contactul cu apa, preluând orientarea câmpului magnetic terestru din momentul respectiv. Vârsta păturilor succesive de lave, stabilită radiometric, este mai nouă în apropierea crestelor şi mai veche, pe măsura depărtării de acestea. Benzile alternante de polaritate normală şi inversă care brăzdează în reprezentările paleomagnetice fundurile oceanice, ilustrează procesele dinamice, de acreţie şi consum a lavelor în zonele de subducţie, pe care se fundamentează teoria tectonicii plăcilor.

Imaginea paleomagnetică reală a fundurilor oceanice este diferită de cea redată schematic în fig. 6.41, distorsiunile curgerilor de lave datorate neregularităţilor reliefului adânc şi fenomenelor de eroziune determinând întreruperi şi franjurări ale benzilor de polaritate. Totodată, continuitatea longitudinală a benzilor este întreruptă de faliile transversale care determină decroşarea pe mari distanţe a lavelor sincrone. Aceste falii preiau mişcarea de acreţie din zona riftului, o transmit şi o transformă într-o mişcare de consum, fiind numite din acest motiv, *falii transformante* (fig. 6.42).

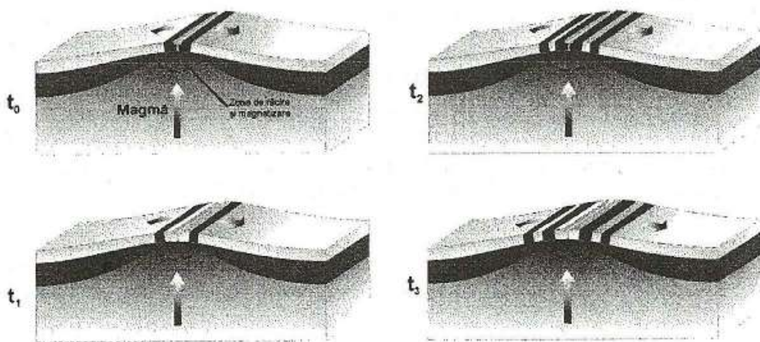


Fig. 6.41. Fazele succesive de erupţii de lave în zonele de rift oceanic aflate la originea "alternanţei" benzilor de polaritate paleomagnetică "normală" şi "inversă". t_0 – primele lave emise prin riftul nou format preiau polaritatea magnetică a momentului respeciv (în cazul schiţat - polaritate normală), t_1 - t_3 - noile curgeri de lave preiau la rândul lor orientarea geomagnetică din momentul răcirii, împingând lateral benzile de lave mai vechi. Reprezentate schematic, benzile alternante au aspectul "pielii de zebră" (după Valet şi Courtillot, 1992).

Fenomenele dinamice din zonele de rift şi faliile transformante determină deplasarea plăcilor litosferice şi sensul acestor deplasări, în urma cărora poziţia maselor continentale a suferit schimbări succesive.

Cercetările de paleomagnetism asupra rocilor cu vârste şi de provenienţe geografice diferite au relevat că poziţia polului magnetic s-a schimbat, înregistrând "excursii" în timp.

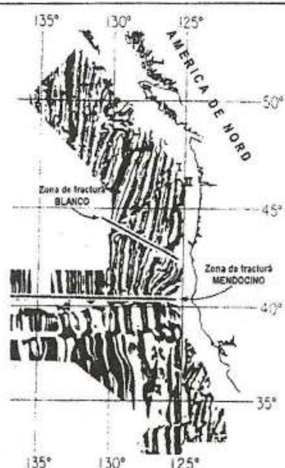


Fig. 6.42. Imaginea paleomagnetică a fundului regiunii nord-estice a Oceanului Pacific, evidențiind profilul sinuos și decroșările curgerilor de lave succesive în lungul zonelor de fractură (din Boggs, 1987).

Proiecția poziției aparente a polului magnetic rezultată din cercetările de paleomagnetism asupra rocilor de pe continente evidențiază trasee diferite ale acestor "excursii" pentru fiecare continent în parte. Astfel, curbele de deplasare polară care marchează traiectul "excursiilor" pentru cele două mari mase continentale din emisfera nordică, Eurasia și America de Nord, au aspect diferit. Cele două continente s-au deplasat în raport cu polul magnetic, iar în anumite perioade și unul față de altul, transportând cu ele rocile magnetizate diferit. Astfel, în prima jumătate a Paleozoicului, din Cambrian până în Silurian, când polul nord ocupa o poziție sudică în cadrul Oceanului Pacific (fig. 6.43) scuturile Laurenția și Baltica, cele două nuclee de consolidare ale Americii de Nord și Europei, erau separate prin Oceanul Iapetus, fapt reflectat de divergența segmentelor celor două linii ale traiectului polar. În schimb, în Paleozoicul superior, când cele două mari scuturi au fost unite, în urma mișcărilor de coliziune bilaterală de la sfârșitul Silurianului, formând supracontinentul Nord-Atlantic, traiectele sunt aproape coincidente. Coincidența este aproape deplină pentru Permian și Triasic, perioade ce corespund *"intervalului Pangea"* în timpul căruia toate blocurile continentale ale Pământului erau unite într-o masă unică. Începând cu Jurasicul, prin formarea zonei de rift a Atlanticului de Nord și expansiunea fundului oceanic, Europa și America de Nord s-au deplasat divergent și progresiv, până la completa lor separare de la începutul Eocenului, traiectul curbelor de deplasare polară marcând această divergență.

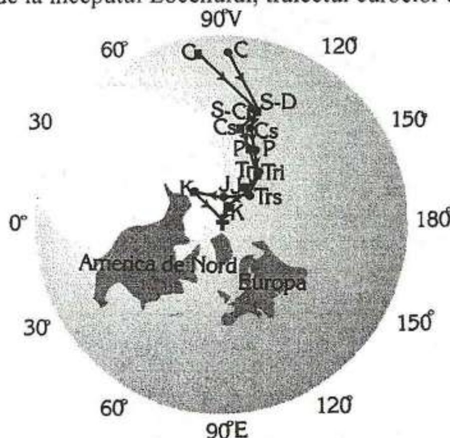


Fig. 6.43. Traiectul migrației polilor magnetici în raport cu măsurătorile de paleomagnetism pe roci de vârste diferite din Europa și America de Nord. In funcție de aceste măsurători poate fi dedusă poziția relativă a celor două continente. Europa este reprezentată prin pătrate, iar America de Nord prin cercuri. C – Cambrian, S-D – Siluro-Devonian, S-Ci – Silurian-Carbonifer inferior, Cs – Carbonifer superior, P – Permian, Tr – Triasic, tri – Triasic inferior, Trs – Triasic superior, J – Jurasic, K – Cretacic, plus poziția actuală a polului Nord (după Stanley, 1999).

6.4.3. Corelarea evenimentelor de scurtă durată, cu desfăşurare ciclică şi efecte în plan regional

a. Cicluri de transgresiuni şi regresiuni

Succesiunea litofaciesurilor în cadrul secvenţelor stratigrafice generate în ariile puţin adânci ale bazinelor de sedimentare marine, precum şi în cele continentale adiacente liniilor de ţărm, reflectă oscilaţiile nivelului eustatic determinate de mişcările de ridicare sau de coborâre ale substratului depoziţional.

Aceste mişcări tectonice determină cicluri de transgresiuni şi regresiuni, ale căror efecte locale sau regionale sunt marcate prin succesiunea verticală şi dezvoltarea spaţială a litofaciesurilor.

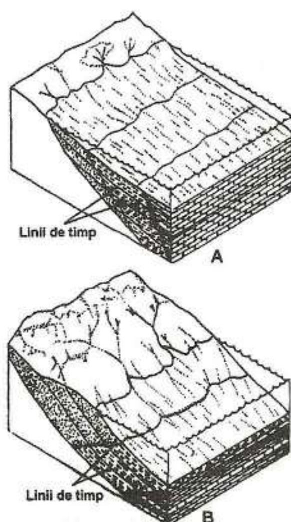


Fig. 6.44. Model idealizat al succesiunii litofaciesurilor în cazul unei transgresiuni (A) şi al unei regresiuni (B).

In cazul trangresiunilor marine datorită ridicării nivelului eustatic, faciesurile marine se extind progresiv pe suprafeţele de uscat, linia ţărmului deplasându-se spre continent. Modelul idealizat al unei transgresiuni este prezentat în fig. 6.44A. Planele izocrone intersectează unităţile litologice, iar secvenţele formate din roci clastice evidenţiază o descreştere granulometrică spre partea superioară.

În mod invers, ciclul regresiv cauzat de coborârea nivelului eustatic este marcat prin retragerea spre mare a liniei de ţărm, litofaciesurile clastice grosiere proprii zonei litorale succedând celor mai fine, specifice şelfului marin.

Secvenţa regresivă prezintă astfel o creştere a granulometriei stratelor spre partea superioară (fig. 6.44B). Şi în acest caz, planele izocrone intersectează unităţile litologice.

Ciclurile de transgresiuni şi regresiuni identificate prin analiză secvenţială constituie o modalitate de cronocorelare a evenimentelor, practicată în special în cadrul bazinelor individuale (corelare intrabazinală), în care fluctuaţiile eustratice şi de aport al materialului clastic sunt mai frecvente, datorită mişcărilor tectonice locale, şi mai bine precizate. Prin sinteza unei imense cantităţi de informaţii, furnizate în special, de Stratigrafia seismică, a fost reconstituită curba de oscilaţie eustatică la scară planetară, determinată de procesele tectonice globale (fig. 6.45).

Principiul corelării bazate pe evenimente transgresiv-regresive este prezentat schematic în fig. 6.46. Depozitele formate în urma unui ciclu transgresiv-regresiv sunt corelate în funcţie de poziţia lor faţă de un plan cronologic-reper, ce corespunde fazei de maximă adâncire a bazinului marin, când linia de ţărm s-a deplasat cel mai mult pe arealul anterior exondat. Rocile situate stratigrafic sub acest plan, care uneşte nivelele recunoscute în cadrul secţiunilor locale drept corespunzătoare condiţiilor de maximă adâncime a apelor, au fost depuse în cadrul ciclului transgresiv, iar cele situate deasupra acestui plan corespund fazei de regresiune.

Acest plan cronologic poate fi recunoscut utilizând semnificaţiile batimetrice (de adâncime) ale fosilelor conţinute. De asemenea sunt folosite în acelaşi scop caracterele litologice prin determinarea în cadrul secţiunilor stratigrafice locale a poziţiei în secvenţă pe care litofaciesurile reprezentate o ocupă faţă de faciesul care marchează cea mai mare adâncime a apei, de regulă fin clastice sau pelitice. Suprafaţa care uneşte rocile

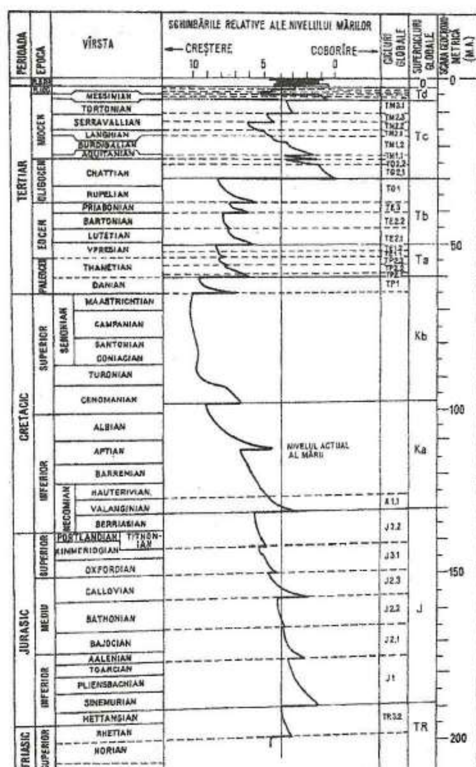


Fig. 6.45. Ciclurile globale ale fluctuației nivelului măriidin Jurasic până în prezent (din Vail, Mitchum şi Thomson, 1977).

corespunzătoare celei mai mari adâncimi din cadrul secțiunilor locale definește planul cronologic în funcție de care este realizată cronocorelarea acestora.

Un exemplu ilustrativ al acestei metode de corelare a evenimentelor este arătat în fig. 6.47. Prin unirea punctelor ce marchează în cadrul secțiunilor comparate a rocilor cu poziție cronologică echivalentă în cadrul ciclului de transgresiune-regresiune este realizată cronocorelarea dintre argilele glauconitice din Est şi silturile laminitice din Vest.

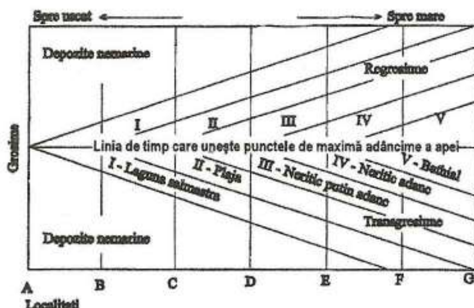


Fig. 6.46. Model de cronocorelare bazat pe poziția într-un ciclu de transgresiune-regresiune (vezi explicația din text). I – V cicluri de avansare și retragere a mării succesive. Linia care unește punctele de maximă adâncime a apei este o linie de timp (din Boggs, 1987).

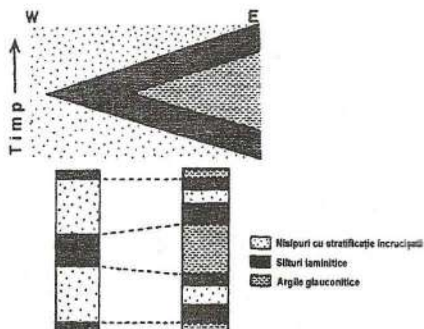


Fig. 6.47. Cronocorelarea unor secvențe din Eocenul din sudul Angliei (Insula Wight) pe baza poziției litofaciesurilor reprezentate în cadrul secvețelor de transgresiune-regresiune (după Ager, 1981).

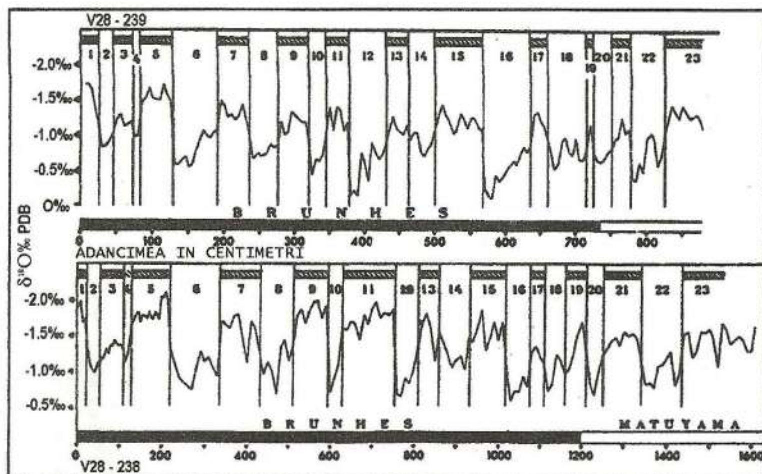


Fig. 6.48. Corelarea a două foraje din Oceanul Pacific: V28-238 şi V28-239 pe baza raportului izotopic $\delta^{18}O$ din testul foraminiferelor planctonice. Pentru fiecare foraj este prezentat în paralel şi segmentul scării magnetostratigrafice (din Shackleton şi Opdyke, Geol. Soc. America Mem. 145, 1976).

b. Fluctuaţiile de paleotemperatură ale oceanelor

Temperatura apelor din domeniile oceanice şi marine, atât a apelor de suprafaţă cât şi a celor de adâncime, a variat în decursul timpului geologic, funcţie de modificarea poziţiei geografice a bazinelor oceanice, a traiectului şi intensităţii curenţilor de suprafaţă şi de adâncime şi a fluctuaţiilor climatice la nivel planetar.

Cunoaşterea valorilor absolute ale paleotemperaturilor este realizată prin studiul izotopilor stabili neradioactivi ai unor elemente.

Fluctuaţiile paleotemperaturilor în mediile acvatice sunt stabilite, în principal, pe baza raportului celor mai comuni izotopi ai oxigenului: ^{18}O (a cărui abundenţă relativă în natură este de 0,203%) şi ^{16}O (abundenţă relativă 99.759%), înregistrat în roci şi sedimente. Variaţiile de compoziţie relativă care au fost recunoscute au permis elaborarea *curbelor de compoziţie izotopică*[1], care sunt folosite drept repere stratigrafice de cronocorelare, în paralel cu stabilirea cadrului temporal al fluctuaţiilor prin datarea radiometrică şi/sau biostratigrafică a depozitelor comparate.

Studiul raportului $^{18}O/^{16}O$ este realizat pe carbonaţii din roci şi din structurile scheletice ale organismelor marine, în mod particular, ale foramiferelor, belemniţilor şi bivalvelor.

Relaţia dintre paleotemperatura apelor (T) şi compoziţia izotopică a probelor a fost stabilită de Shackleton în 1973 ca fiind:

$$T(^{\circ}C) = 16.9 - 4.0\,(\delta c - \delta w)$$

[1] Raporturile cantitative ale izotopilor altor elemente (carbon, sulf) redate prin curbe de compoziţie izotopică sunt, de asemenea, utilizate în scopul cronocorelărilor. Astfel fluctuaţiile raportului $^{13}C/^{12}C$ reflectă modificări în circulaţia maselor de apă şi a conţinutului în materie organică a acestora, iar variaţiile raportului $^{34}S/^{32}S$ sunt legate de procesele de reducere a sulfaţilor în sulfuri prin activitatea bacteriană, precum şi de erupţiile vulcanice submarine.

în care δc reprezintă compoziția izotopică a calcitului, iar δw compoziția izotopică a apelor din care acesta a precipitat. Ecuația este valabilă pentru temperaturi mai mici de 16°, pentru temperaturile mai ridicate fiind aplicați coeficienți de corecție.

Valorile δc și δw nu se referă la compoziția izotopică actuală a oxigenului în calcit și apă, ci la deviația $^{18}O/^{16}O$ în calcit și apă față de un standard din trecut; standardul folosit în mod comun este cel al unui belemnit din Formațiunea PeeDee din Carolina de sud (SUA), calculat la Universitatea din Chicago, standard notat cu simbolul PDB, după numele formațiunii și al belemnitului.

Deviația în ppm (părți per milion) este exprimată prin relația:

$$\delta^{18} = \frac{[(^{18}O/^{16}O)\text{eșantion} - (^{18}O/^{16}O)\text{standard}]}{(^{18}O/^{16}O)\text{standard}} \times 1000$$

Stratigrafia izotopică a oxigenului este bazată pe faptul că valorile $\delta^{18}O$ în carbonații biogeni reflectă atât temperatura cât și compoziția izotopică a apelor din care au precipitat carbonații.

Ambii factori sunt influențați de climat: în condițiile climatului cald, în care procesul de evaporare este intens, izotopul ușor și totodată cel mai comun al oxigenului – ^{16}O este antrenat în vapori într-o cantitate mult mai mare, decât în condițiile unui climat rece, în care evaporarea este redusă. Drept urmare în apele calde, are loc o îmbogățire relativă în ^{18}O și deci valorile raportului $^{18}O/^{16}O$ vor fi mai mari decât în condițiile unor ape reci.

Curbele izotopice ale oxigenului elaborate pe baza testurilor de foraminifere au permis o bună cronocorelare a depozitelor mai recente, cuaternare și pliocene (fig. 6.48).

Variațiile pe termen mai lung și anume pe întreaga durată a Terțiarului, de 65 milioane de ani au fost de asemenea studiate atât pentru apele de suprafață, cât și pentru cele de adâncime, pe baza foraminiferelor planctonice și, respectiv, a celor bentonice.

Curbele de variație a conținutului izotopic din fig. 6.49 evidențiază unele tendințe generale în evoluția paleotemperaturilor:

- paleotemperaturile apelor de adâncime au scăzut consistent, de la cca. 12° C la începutul Terțiarului la 0° în prezent;
- tendința de răcire a fost mai accentuată în regiunile subpolare față de cele tropicale;
- procesul de răcire nu s-a desfășurat regulat ci prin variații ale condițiilor climatice, mai mult sau mai puțin persistente.

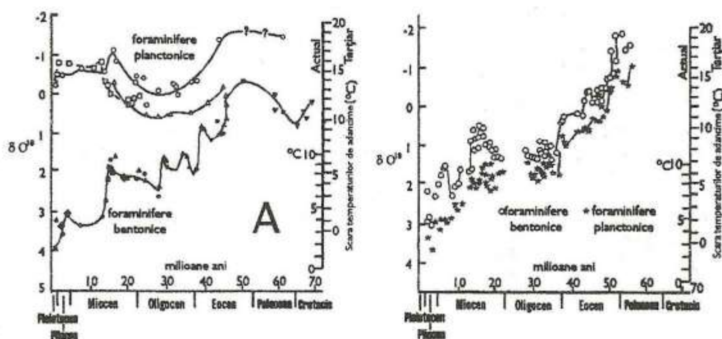


Fig. 6.49. Evoluția raportului izotopic al oxigenului în testurile de foraminifere bentonice și planctonice din Cenozoic, în zone tropicale ale Pacificului (A) și în cele subantarctice (B) (din Pomerol et al., 1987).

7. RECONSTITUIREA PALEOGEOGRAFICĂ

Cunoaşterea aspectelor geografice ale Pământului în decursul etapelor succesive ale istoriei sale, configurate cât mai mult în manieră cantitativă şi explicate prin interconexiunea factorilor cauzali, reprezintă un obiectiv major al ştiintelor geologice, în care Stratigrafiei îi revine rolul principal.

Pentru Stratigrafie, reconstituirea imaginilor paleogeografice care s-au succedat în decursul istoriei geologice reprezintă corolarul activităţilor sale, domeniul în care analiza, corelarea, sinteza şi interpretarea datelor sunt strâns legate.

Reconstituirea paleogeografică este importantă atât din punct de vedere teoretic, însumate „paleogeografiile succesive" ale Pământului compunând istoria geologică, cât şi din punct de vedere practic – economic, cunoaşterea condiţiilor în care s-au acumulat depozitele geologice, redate prin parametrii lor fizici şi chimici, permiţând o bună proiectare a prospecţiunilor pentru resurse minerale.

Reconstituirea paleogeografică poate viza teritorii mai mari sau mai mici, în funcţie de scopul urmărit, şi este de obicei concentrată doar asupra unor anumite aspecte: paleoclimatul unei regiuni continentale sau paleotemperatura apelor dintr-un anumit bazin marin, reconstituirea salinităţii bazinelor acvatice sau a fluctuaţiilor eustatice, asociaţiile de floră şi faună dintr-un anumit cadru regional, etc. Datele rezultate sunt redate prin hărţi şi diagrame. Metodologia reconstituirilor paleogeografice este fundamentată pe analiza faciesurilor sedimentare şi a relaţiei acestora cu faciesurile nesedimentare.

Analiza de facies este o disciplină în sine în care sunt integrate datele unor domenii de cercetare distincte: sedimentologie, mineralogie, paleontologie şi paleoecologie, geologie structurală şi tectonică, geochimie şi geofizică. În modul de abordare multidisciplinar şi interdisciplinar care este specific cercetării paleogeografice, fiecare domeniu de cercetare are importanţa sa; pentru un anumit aspect vizat, un domeniu anume poate fi mai concludent decât altele, dar în ansamblu fiecare domeniu, cu obiectivele şi metodele sale proprii, concură la realizarea sintezei pe care o reprezintă reconstituirea paleogeografică.

In analiza de facies şi apoi în sinteza paleogeografică Stratigrafiei îi revine rolul de a ordona cronologic datele rezultate şi de a lega într-un tot unitar şi veridic informaţiile furnizate de fiecare dintre domeniile de cercetare concurente.

Orice cercetare paleogeografică este condiţionată de realizarea prealabilă în regiunea studiată a clasificării sau sistematizării corpurilor litologice, a datării şi corelării stratigrafice.

Informaţiile primare folosite în sinteza paleogeografică se află în roci, în minerale, în fosile, în structurile sedimentare sau în cele stratigrafice şi tectonice. Interpretarea semnificaţiilor paleogeografice şi sedimentologice ale caracterelor prezentate de fiecare dintre aceste elemente componente ale faciesurilor este fundamentată conceptual pe **principiul actualismului** (vezi pag. 17).

În figurile alăturate sunt prezentate exemple de semnificaţii pe care asemenea elemente primare utilizate în analiza de facies le au în reconstituirea unor factori de mediu din trecut ; în cazurile date este arătată semnificaţia unor structuri sedimentare în recunoasterea mediului depoziţional (fig.7.1) şi respectiv a organismelor în stabilirea batimetriei, respectiv salinităţii apei marine (fig.7.2 şi 7.3).

Imaginile paleogeografice sunt redate prin hărţi la scări diferite care pot cuprinde dispoziţia continentelor şi a mărilor, relieful continental şi adâncimea oceanelor, direcţiile curenţilor submarini, distribuţia provinciilor paleobiogeografice, sensul mişcărilor tectonice, etc.

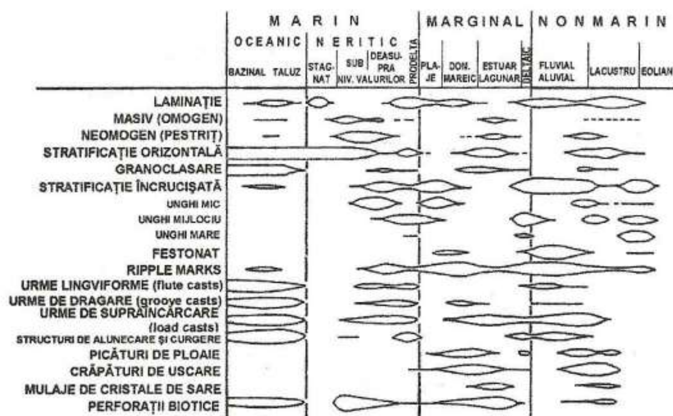


Fig. 7.1. Tipuri de structuri sedimentare asociate principlelor medii depoziționale (din Heckel, 1972).

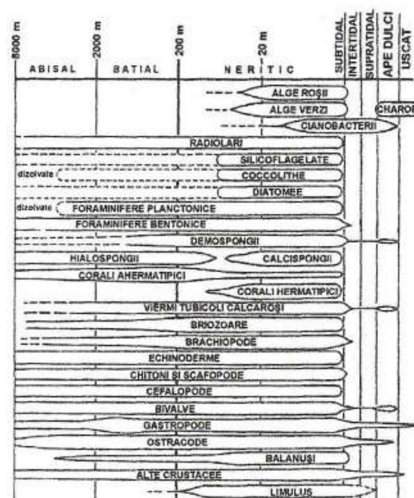


Fig. 7.2. Distribuția batimetrică a unor grupe de organisme actuale (după Heckel, 1972).

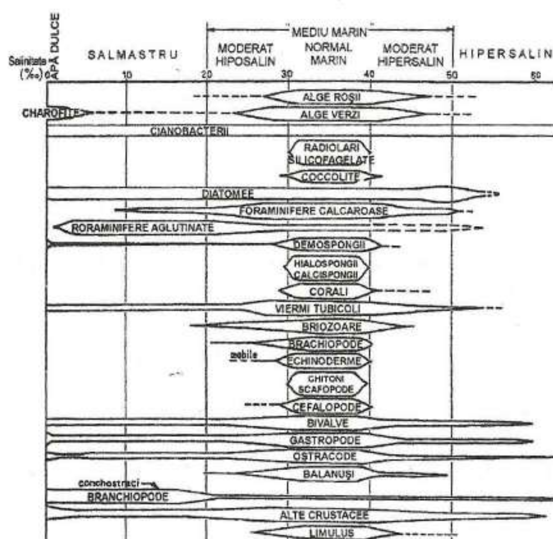


Fig. 7.3. Distribuția unor grupe de alge și nevertebrate actuale în funcție de salinitatea mediului acvatic (după Heckel, 1972).

7.1. Mediile de sedimentare actuale şi principalele criterii de reconstituire a lor în trecutul geologic

Principala distincţie între mediile de sedimentare actuale este determinată de poziţia acestora în cadrul unor arii continentale, direct afectate de fluctuaţiile atmosferice, sau în bazine marine şi oceanice, mai constante în privinţa condiţiilor de sedimentare. Cele două domenii majore, continental şi marin, se reflectă în caracterele esenţiale ale depozitelor formate în ariile respective. Un al treilea domeniu, mai restrâns spaţial, este cel intermediar sau de tranziţie, care cuprinde zonele de contact dintre uscat şi mare (Tabel 7.1).

TABEL 7.1

DOMENII MAJORE DE SEDIMENTARE	MEDII DE SEDIMENTARE INCLUSE
CONTINENTAL	Eluvial (de alteraţie) Deşertic (eolian) Fluvial (aluvial) Lacustru Palustru (de mlaştină) Glaciar Spelean
INTERMEDIAR (DE TRANZIŢIE)	Deltaic Estuar Plajă supralitorală Lagunar
MARIN	Litoral Neritic Bathial } Oceanic Abisal }

„Faciesul" este un termen de origine latină, care se traduce prin „aparenţă", „aspect". În Geologie „faciesul" este o noţiune fundamentală, care desemnează caracterele distinctive ale unor depozite sau fenomene. Noţiunea a fost pentru prima oară folosită în Geologie, într-un sens stratigrafic şi sedimentologic, pentru redarea caracterelor litologice şi paleontologice ale unei unităţi stratigrafice, legate de o anumită ambianţă de sedimentare. Autorul noţiunii este geologul elveţian Gressly, care în 1838 recunoştea în urma cercetărilor asupra Jurasicului superior din Munţii Jura, mai multe tipuri de facies: facies pelagic, litoral, coraligen, cu spongieri, etc. Termenul a fost ulterior preluat în diverse alte domenii ale Geologiei, de exemplu în Petrologie („facies magmatic" sau „facies metamorfic"), în Tectonică („tectofacies"), în Geochimie („facies geochimic") etc., astfel încât în prezent, pentru redarea sensului primar dat de Gressly se foloseşte deseori locuţiunea de „facies sedimentar". Singurul dintre termenii derivaţi din noţiunea de „facies" care se încadrează în semnificaţia sa originală, este cel de „microfacies" (Jean Cuvillier, 1951).

În funcţie de asemănarea litologică şi echivalenţa cronostratigrafică se disting următoarele tipuri de facies:

-faciesuri izopice: identice litologic şi izocrone (de exemplu faciesul „Stratelor de Sinaia", Tithonian superior – Barremian inferior, comun în zona internă a flişului Carpaţilor Orientali, în Unitatea de Severin a Carpaţilor Meridionali şi în Apuseni de Sud);

-faciesuri heteropice: diferite litologic şi izocrone cel puţin în parte (de exemplu faciesul recifal al calcarelor de Stramberg din orogenul alpino – carpatic şi faciesul argilelor vărgate cu intercalaţii de anhidrit – facies Purbeckian, din ariile de platformă ale Europei, ambele încadrate Jurasicului terminal);

-faciesuri homotaxice: asemănătoare litologic şi heterocrone (de exemplu faciesul recifal cu hexacorali şi rudişti al Titonicului şi respectiv al Urgonianului – Barremian – Apţian inferior, din Carpaţi).

Criteriile utilizate în analiza de facies vizând reconstituiril paleogeografice sunt prezentate în Tabelul 7.2.

TABEL 7.2.

Criterii de recunoaştere a paleomediilorde sedimentare (după Boggs, 1987 cu modificări)

A	**Proprietăţi legate în principal de caractere fizice**
	1. Observabile/deductibile în mod direct - geometria unităţilor de facies - litologia şi mineralogia depozitelor - asocierea faciesurilor în secvenţe stratigrafice - structurile sedimentare: - structurile nedirecţionale - structurile direcţionale (indicatoare ale paleocurenţilor) 2. Deductibile prin: *a. Măsurători pe baza diagrafiilor de sondă* - rezistivitatea şi polarizaţia electrică - radioactivitatea - termoluminiscenţa *b. Interpretarea diagrafiilor şi/sau a profilelor seismice* - litologia - densitatea/porozitatea - granulometria - asocierea litofaciesurilor în secvenţe stratigrafice - structura seismo-stratigrafică şi recunoaşterea unităţilor de facies seismic - tipurile de contacte între unităţile stratigrafice (concordanţă, discordanţă) - continuitatea laterală a stratelor (îndinţări, tranziţii gradate, efilări, truncheri)
B	**Proprietăţi legate în principal de caractere chimice**
	- compoziţia în elemente majore şi compuşi ai acestora - compoziţia globală - raportul cantitativ între elemente şi compuşi - compoziţia în "elemente – urmă" - compoziţia şi raporturile izotropice - materia organică (tipul şi abundenţa relativă)
C	**Proprietăţi legate în principal de caractere biologice**
	- ansamblul total biotic (faună şi floră fosilă) - abundenţa relativă şi raportul dintre taxonii fosili - raportul dintre taxonii "autohtoni" şi "alohtoni" (migraţi) - caractere ecologice ale taxonilor fosili - tipuri de urme fosile şi modul de asociere al acestora în cadrul litofaciesurilor

7.1.1. Domeniul continental

Principalii factori care determină caracterele depozitelor acumulate în cadrul ariilor de sedimentare continentale sunt **clima** şi **relieful.** Condiţiile de sedimentare continentale variază rapid în timp şi spaţiu, fapt care se reflectă în frecventele variaţii laterale şi verticale de facies, exprimate stratonomic prin caracterul predominant lentiliform al depozitelor, prin frecventele îndinţări ale litofaciesurilor şi prin discontinuităţi în succesiunea stratigrafică verticală. Procesele de eroziune şi de alterare sunt bine marcate, în strânsă legătură cu activarea ariilor sursa în fazele de ridicare a reliefului şi respectiv cu perioadele de climat cald. În perioadele ce urmează ridicării catenelor muntoase, creşterea capacităţii erozive a apelor continentale conduce la mobilizarea unor mari cantităţi de material terrigen ce poate fi depus în ariile depresionare continentale sau transportate în domeniul marin. Fixarea în cadrul coloanelor litologice a depozitelor continentale e condiţionată de un cadru tectonic adecvat: subsidenţă, existenţa unui substrat compartimentat în blocuri scufundate şi ridicate. Deoarece condiţiile de subsidenţă sunt mai rar realizate în cadrul domeniului continental, care ocupă ariile mai stabile ale scoarţei, grosimea depozitelor continentale este în general redusă, excepţie fac

depozitele din bazinele de scufundare posttectonică din cuprinsul ariilor orogenice, ale căror grosimi se pot ridica la câteva mii de metri la nivelul unui singur etaj stratigrafic. Deseori depozitele continentale predominant siliciclastice, formate în cadrul unui prim ciclu de sedimentare sunt reluate într-un ciclu ulterior şi redepuse, într-un bazin marin, mai puţin fluctuant din punct de vedere al condiţiilor de sedimentare.

Din punct de vedere biologic, diversitatea tipologică a organismelor continentale este considerabil mai mică decît cea a organismelor marine; acest fapt reflectă dificultăţile relative ale mediilor ecologice continentale comparativ cu cele marine, legate în principal de valorile mari ale presiunii atmosferice şi de fluctuaţiile diurne şi sezoniere ale temperaturii în cadrul mediilor continentale. Intre apariţia vieţii în domeniul marin şi respectiv, în cel continental există un decalaj de peste 3 miliarde de ani, corespunzător timpului în care învelişurile Pământului, atmosfera şi hidrosfera au evoluat de la condiţia anoxidică primară la cea oxidică, caracteristică ultimilor 400 de milioane de ani. Pe de altă parte, procesele intense de eroziune şi de alteraţie de la suprafaţa scoarţei terestre reduc considerabil posibilităţile de fosilizare în mediile continentale, comparativ cu cele marine. Acest fapt, corelat cu dependenţa în general mai mare a organismelor continentale faţă de parametrii ecelogici şi cu rata de speciaţie a lor, mai scăzută comparativ cu cea a multor grupe de organisme marine, fac ca datarea şi corelarea biostratigrafică a depozitelor continentale să se confrunte cu mai mari dificultăţi. În cadrul acestor depozite mai frecvente şi mai utile sub raport biostratigrafic sunt microstructurile vegetale (spori, polen), iar dintre organismele animale – vertebratele tetrapode, aşa cum sunt reptilele pentru era Mezozoică şi mamiferele pentru era Cenozoică.

Din punct de vedere al caracterelor litologice, predominante în cadrul formaţiunilor continentale sunt depozitele terigene (pietrişuri, nisipuri, argile siltice), în timp ce depozitele de precipitare chimică sau biochimică se întâlnesc mai rar, în special sub forma calcarelor lacustre, a crustelor şi concreţiunilor calcaroase sau de cloruri, sulfaţi, formate prin evaporare în condiţiile climatului cald şi arid. În mediile cu caracter geochimic reducător se pot forma depozite de cărbuni sau de şisturi bituminoase, pe seama materiei organice.

Procesele de autigeneză sunt dominate în mediile continentale, prin excelenţă oxidice, de formarea oxizilor şi hidroxizilor (de Fe, Al, Mn), urmaţi de carbonaţi.

Domeniul continental este subdivizat în funcţie de condiţiile specifice depoziţionale în următoarele subdomenii: 1. **subaerian** (cuprinde depozite de alteraţie sau **eluviale** şi cele acumulate în regiuni de desert sau **eoliene**); 2. **subacvatic** (depozite fluviatile, lacustre şi palustre sau de mlaştină); 3. **subnival** (depozite glaciare), la care trebuie adăugat şi subdomeniul **spelean** (de peşteră, cu pondere mică în cadrul depozitelor continentale).

Caracteristicile generale ale depozitelor formate în cadrul acestor subdomenii (cu excepţia celor speleene) sunt prezente prin aspectele lor litologice, structurale, mineralogice, paleontologice, geochimice în Tabelul 7.3.

Depozitele de alteraţie sau eluviale se formează în regiunile cu climat cald şi umed, prin procese de alterare chimică a substratului, în special pe rocile cu conţinut mai ridicat în silicaţi ale căror molecule pot fi desfăcute cu eliberarea oxizilor solubili (de Ca, Mg, Fe, Na) aşa cum sunt în general rocile magmatice şi cele metamorfice sau argilele din rocile sedimentare. Deşi aria de desfăşurare a proceselor de alterare cuprinde practic întreaga suprafaţă de uscat a Pământului, cu precădere cea circumscrisă zonelor tropicale şi temperate, acumularea „in situ" a depozitelor eluviale şi păstrarea lor în coloanele litologice este condiţionată de existenţa unui relief depresionar. Principalele depozite eluviale sunt *solurile*, diferenţiate în funcţie de zona climatică, *crustele de alteraţie*, depozitele de tip „*terra rosa*", constituite din material argilos şi siltic bogat în oxizi de fier, *lateritele* – concentrări de material insolubil din constituţia scoarţei de alterare, cuprinzând în special hidroxizi de alumuniu şi cantităţi reziduale de oxizi de fier. Lateritele se află la originea multor bauxite răspândite în ariile alpine mezozoice.

Caractere distinctive ale mediilor de sedimentare continentale. **TABEL 7.3**

Domeniu de sedimentare	Mediu (subdomeniu) de sedimentare		Compoziţie litologică	Structuri sedimentare	Minerale autigene	Conţinut paleontologic (autohton)	Mediu geochimic	Factori determinanţi în sedimentogeneză
CONTINENTAL	SUBAERIAN	**ELUVIAL** (scoarţa de alterare)	Argile siltice reziduale cu fragmente din substratul alterat, bogate în minerale stabile în zonele de alterare, laterite, soluri fosile.	Stratificaţie absentă, zonalitate chimică (rubanare), cruste şi concreţiuni calcaroase (calcrete), silicioase (silcret), feruginoase (fericret).	Oxizi şi hidroxizi de Fe, Al, silice, caolinit	Practic absent	puternic oxidant	climat natura petrografică şi aspectele morfologice ale substratului
		EOLIAN (deşertic)	Gresii cu elemente bine sortate, rotunjite, bolovănişuri, pietrişuri cu elemente angulare, suprafeţe lustruite.	Stratificaţie încrucişată la scară mare (de dune), ondulaţii cu creste drepte, paralele, asimetrice ("ripple marks" eoliene) valuri de nisip (sand waves).	Sulfaţi, cloruri (formate ocazional în lacuri de tip sabkha)	Practic absent	puternic oxidant	climat relief
	SUBACVATIC	**FLUVIATIL** (aluvial)	Depozite detritice slab sortate a căror granulometrie scade atât în profil longitudinal (din sectorul premontan spre cel al văii de câmpie) cât şi transversal (din zona talvegului spre lunca inundabilă), de la conglomerate la argile siltice; ocazional lentile subţiri de cărbuni.	Stratificaţie orizontală, oblică, încrucişată, granoclasare slabă, imbricaţii ale galeţilor, canale de eroziune, urme de tasare, crăpături de uscare, bioturbaţii, urme de paşi.	Carbonaţi, sulfaţi, sulfuri (formate ocazional în zona de luncă în funcţie de caracteristicile med. geochimic)	Moluşte dulcicole (în zona luncii inundabile), resturi de vertebrate puternic fragmentate	oxidant (ocazional reducător în lunca inundabilă)	relief climat
		LACUSTRU	Marne, marno-calcare, calcare stromatolitice, siltite, argile siltice, cărbuni, şisturi bituminoase, evaporite (în funcţie de salinitate).	Fină stratificaţie şi laminaţie paralelă, concreţiuni, crăpături de uscare, stromatolite, bioturbaţii. Ocazional structuri ritmice de tipul varvelor.	Carbonaţi, sulfaţi, sulfuri, zeoliţi	Cianobacterii, charofite, moluşte dulcicole sau salmastricole, ostracode, peşti; plante cormofite, vertebrate terestre (aloh-tone)	slab oxidant – reducător	climat relief salinitate
		PALUSTRU (de mlaştină)	Siltite, argile siltice, în general de culoare închisă datorită abundenţei materiei organice, calcare sideritice, cărbuni.	Fină stratificaţie si laminaţie paralelă, concreţiuni, crăpături de uscare, bioturbaţii.	Carbonaţi (în special siderit, ankerit), sulfuri	Charopfite, cormofite, moluşte dulcicole sau salmastricole, vertebrate: amfibiieni	reducător	climat relief abundenţa materiei vegetale
	SUBNIVAL	**GLACIAR**	Tillite, argile cu blocuri nesortate, cu suprafeţe striate; loess, silturi şi argile bogate în materie organică formând cupluri sezoniere (varve glaciar-lacustre).	Stratificaţie absentă (în depozite moreice şi loessuri), fină stratificaţie orizontală (în varve glaciar-lacustre).	Absente	Practic absent	slab oxidant	climat relief

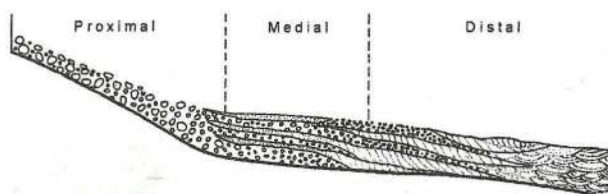


Fig. 7.4. Profil longitudinal schematic al văii fluviale ilustrând descreşterea granulometrică a materialului terigen din zona superioară spre cea inferioară; în aceaşi direcţie se trece de la materialul neorganizat structural la structuri stratificate oblic şi încrucişat.

Depozitele eluviale sunt lipsite în general de stratificaţie sau prezintă stratificaţia relictă a rocilor alterate; textura este pământoasă, microgranulară, colomorfă. Frecvente sunt structurile chimice de tip ooidic sau pisolitic.

Depozitele eoliene cuprind în principal formaţiunile deşertice de tipul dunelor, constituite din nisipuri cu un grad bun de sortare, lipsite de organisme, ce prezintă frecvent stratificaţie oblică şi încrucişată la scară mare, marcând momentele de schimbare a direcţiei vânturilor predominante. Depozitele eoliene includ de asemenea deşerturile stâncoase (hamade) formate pe relieful zonelor aride, modelat prin eroziune eoliană; hamadele cuprind blocuri angulare cu dimensiuni foarte mari, rămase „în situ" şi care prezintă suprafeţe lustruite. Asociat depozitelor eoliene pot fi întâlnite depozite evaporitice reprezentate prin mâluri cu crăpături de uscare, cruste şi eflorescenţe de gips şi sare, formate prin evaporare în zone plate sau depresionare de tip *sabkha*.

Depozitele fluviatile ocupă suprafeţe restrânse, fiind constituite aproape exclusiv din material clastic terigen rezultat în urma eroziunii reliefului continental. Dimensiunile granulometrice ale elementelor scad atât în lungul profilului longitudinal al văilor, din sectorul superior sau „înalt" în care caracteristice sunt bolovănişurile şi pietrişurile grosiere, spre cel inferior (al „văilor de câmpie") unde predomină nisipurile şi mâlurile siltice (fig. 7.4) cât şi în secţiunea transversală a văilor, din zona de canal, străbătută permanent de cursul de apă spre părţile laterale ale albiei majore şi luncii inundabile, acoperite de apă doar ocazional, în timpul viiturilor. Ca urmare a schimbărilor repetate în timp a direcţiei de curgere în lungul văii principale, depozitele apar în mod obişnuit drept corpuri lentiliforme, variabile litologic în profil vertical. Structurile de eroziune şi cele de tasare, apar frecvent în cadrul depozitelor de canal, în timp ce în depozitele de luncă sunt caracteristice crăpăturile de uscare, urmele de rădăcini şi urmele de paşi ale vertebratelor terestre. Materia organică lipseşte practic în cadrul depozitelor grosiere, fiind prezentă în schimb sub forma resturilor vegetale, a cochiliilor de moluşte dulcicole şi fragmentelor scheletice de vertebrate în depozitele mai fine ale albiei majore si de luncă, unde pot apărea condiţii reducătoare favorabile formării unor microstraturi de cărbuni.

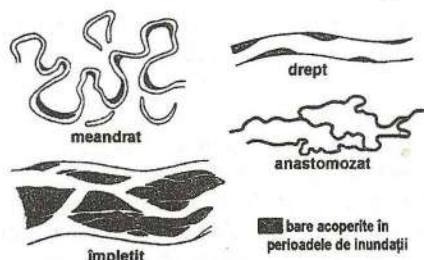


Fig. 7.5. Principalele tipuri de râuri (după Miall, 1977).

Sistemele fluviale sunt grupate în functie de morfologia lor în: **drepte**, **meandrate**, **împletite** şi **anastomozate** (fig. 7.5), fiecare dintre aceste tipuri prezentând caractere sedimentologice distincte (fig. 7.6 şi 7.7).

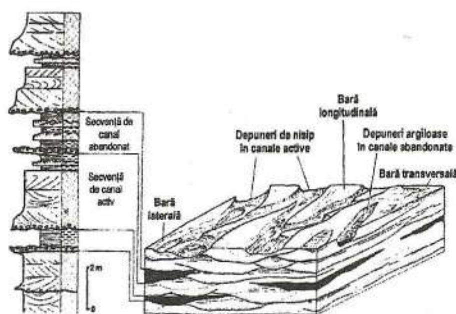


Fig. 7.6. Sistemul fluviatil împletit: un tip reprezentativ de secvență stratigrafică (după Selley, 1978).

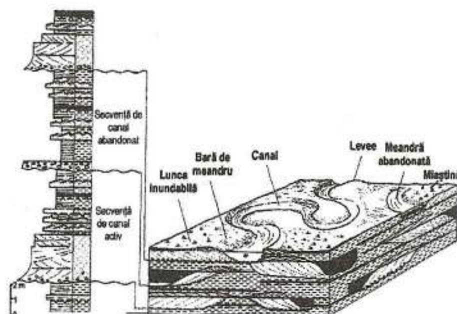


Fig. 7.7. Sistemul fluviatil meandrat cu mediile sale depoziționale și un tip de secvență stratigrafică (după Selley, 1978).

Depozitele lacustre sunt acumulate în cadrul unor bazine cu suprafețe în general restrânse, în care sedimentarea este influențată de climatul și relieful înconjurător și de salinitata apelor. Caracteristice sunt depozitele terigene fine, silturi, pelite, cu stratificație fină paralelă, de tipul varvelor, determinată de alternanțele climatice sezoniere. Calcarele micritice ce cuprind deseori alge characee, moluște și ostracode de apă dulce sau salmastre reprezintă principalul tip de depozit de precipitare. În regiunile aride se pot forma depozite evaporitice cu sulfați, cloruri, carbonați în funcție de natura substanțelor aflate în soluție. În regiunile cu climat umed și vegetație abundentă peri- și intralacustră se instalează condiții reducătoare favorabile formării cărbunilor limnici și a depozitelor sapropelice, a căror grosime este dependentă de gradul de subsidență al bazinului.

Depozitele de mlaştină sau palustre sunt formate sub o pătură subțire de apă și pe un substrat mâlos bogat în compuși humici ce susține o vegetație abundentă generatoare a unui mediu reducător; tipul vegetației e determinat de climatul regiunii. Caracteristice pentru mediul palustru sunt mâlurile fine de origine terigenă interstratificate cu strate subțiri de cărbuni, și depozitele de precipitare chimică, bacteriană, ce cuprind compuși ai fierului și manganului. Depozitele prezintă stratificație și laminații paralele, cuprind frecvent forme concreționare în general cu origine diagenetică; urmele de crăpături de uscare sunt de asemenea structuri comune în acest mediu, supus periodic uscării.

Depozitele glaciare sunt constituite exclusiv din material clastic terigen, nesortat, generat prin eroziune glaciară în lungul unor văi cu profil caracteristic în formă de **U** și depus sub forma morenelor (depozite necimentate, extrem de heterogene granulometric, ce cuprind mari blocuri alături de mici claste) care se acumulează prin topirea masei de gheață în diverse părți ale profilului văilor sau în zona distală a acestora. Blocurile și galeții mari prezintă pe suprafețe striații paralele de origine mecanică, rezultate în urma frecării materialului grosier incorporat ghețarului de sub stratul sau pereții văii glaciare. Morenele fosile, cu blocuri striate prinse într-o matrice siltică nestratificată sunt cunoscute sub numele de *tillite*. În mare parte materialul rezultat prin eroziune glaciară este preluat în cicluri ulterioare de sedimentare și redepus prin alte forme de transport în cadrul unor depozite fluviatile, lacustre, eoliene. În cadrul lacurilor periglaciare formate prin topirea ghețarilor la periferia calotei, așa cum sunt lacurile cuaternare din regiunea scandinavă, caracteristice sunt varvele, microsecvențe binare depuse în timpul unui an. Prin transport eolian al materialului morenic fin de la marginea calotei se formează loessurile, lipsite de stratificație internă, cu textură pământoasă, depuse în ariile depresionare ale platformelor continentale.

Exemple de depozite continentale fosile: Originea **eoliană** a fost pusă în evidență pentru gresiile roșii cu stratificație de dune din Permianul inferior (Rotliegendes) din Germania și Franța, de asemenea pentru o parte a gresiilor din formațiunea de Navajo din Jurasicul inferior al Americii de Nord. Loessurile sunt larg răspândite în Cuaternarul regiunilor aflate la sud de marginea calotei glaciare scandinave, inclusiv în Platforma Moldovenească, Dobrogea si Platforma Moesică. Depozitele **eluviale** cuprind unele formațiuni bauxitice acumulate în depresiuni ale reliefului carstic, așa cum sunt cele acumulate la nivelul unor etaje ale Cretacicului inferior din sudul Franței (Les Baux) sau din Munții Apuseni (Pădurea Craiului și Bihor). Argilele vărgate, roșii cu benzi și pete verzui, din Paleogenul Depresiunii Transilvaniei, reprezintă în mare parte produse de alterație lateritică și soluri fosile. Intre depozitele de origine **fluvială** menționăm „gresia de Torridon" de vârstă Proterozoic superior din nordul Scoției, gresiile cu urme de pași („*Chirotherium*") din Triasicul inferior în facies germanic (Buntsandstein) din Europa de Vest și în bună parte formațiunile cu resturi de dinosauri din Cretacicul terminal al Bazinului Hațeg. Depozitele **lacustre** sunt prezente în cadrul „gresiei roșii vechi" (Old Red Sandstone) de vârstă Devoniană din nord-estul Scoției. In România un exemplu de formațiune lacustră este „calcarul de Rona" din Paleogenul Depresiunii Transilvaniei. Roci **glaciare** de tipul tillitelor sunt larg răspândite în Proterozoicul superior din majoritatea continentelor, în legătură cu răcirea globală de la sfârșitul Precambrianului. Tillite glaciare se cunosc și în Carboniferul superior și Permianul inferior din blocul continentelor sudice - Gondwana. Bine reprezentate sunt morenele glaciare în Pleistocenul din continentele nordice, consecință a repetatelor faze glaciare din Cuaternar.

7.1.2. Domeniul intermediar

Domeniul intermediar sau de tranziție cuprinde sedimentele formate în ariile de contact dintre uscat și mare, evidențiind alături de o serie de trăsături specifice, în funcție de subdomeniul specific de sedimentare, raporturi diferite de participare ale factorilor sedimentogenetici continentali si respectiv, marini. Predominante sunt depozitele terigene cu granulometrie medie și fină, depozitele de precipitare chimică putând avea o pondere majoră în anumite situații, în special în cadrul subdomeniului lagunar (Tabel 7.4). Condițiile oxidante sunt prevalente și în cadrul acestui domeniu, dar ambianțe reducătoare pot fi întrunite local, conducând la formarea cărbunilor (de tip paralic) sau a unor mâluri sapropelice. Factorul biotic are un rol sedimentogenetic minor în cadrul domeniului intermediar, organismele întâlnite provenind în general din categoria celor eurihaline (moluște, crustacee acvatice ce pot trăi între limite largi de salinitate) sau care pot supraviețui perioade scurte subaerian, în urma retragerii apelor.

Principalele subdomenii de sedimentare ale domeniului intermediar sunt: **deltaic**, de **plajă supralitorală**, **lagunar**, de **estuar**, acesta din urmă aflat în zona de vărsare a marilor fluvii ce nu formează delte, mediu caracterizat prin turbiditate ridicată și mari variații ale salinității, în care însă păstrarea sedimentelor este împiedicată în special de puternica acțiune erozivă a mareelor ce pătrund adânc în lungul fluviului.

Depozitele deltaice iau naștere la vărsarea marilor fluvii, suprafața ocupată de delte depinzînd de raportul dintre forța constructivă a fluviului prin cantitatea de material transportat în suspensie sau sub formă coloidală și forța destructivă a mărilor cu maree puternice. În cazul deltelor constructive, așa cum sunt delta Dunării, delta Mississipi ș.a., rata de sedimentare este ridicată, materialul terigen (nisipos, siltic și pelitic) fiind depus în strate înclinate ce avansează progresiv spre mare. Materialul coloidal (în mare parte de origine

organică, provenind în special din descompunerea materiei vegetale) formează o entitate stratonomică bazală, corespunztoare unui mediu geochimic reducător. Partea superioară a depozitelor deltaice cuprinde strate orizontale formate dintr-un amestec de sedimente fluviatile şi marine.

Depozitele de plajă supralitorală ocupă suprafeţe mai întinse în zonele de coastă ale mărilor interne, cu nivel redus al mareelor, sau în faţa ţărmurilor lipsite de faleze stâncoase. Aceste depozite se formează deasupra nivelului obişnuit al mareei, în zonele acoperite de mare doar în timpul furtunilor si al unor maree cu înălţime excepţională. Caracteristice sunt „cordoanele litorale" constituite din material nisipos şi siltic, depus în scurtele perioade de avansare a mării, cu ondulaţii de tip „ripple marks" produse de valuri sau curenţi litorali. Modelarea eoliană poate conduce la formarea unor dune litorale cu stratificaţie oblică. Apar depozite terigene şi de precipitare cu structuri sedimentare şi asociaţii biotice caracteristice (Tabel 7.4)

Depozitele lagunare se formează în zonele periferice ale mărilor separate de ţărm prin „crestele litorale". În funcţie de climat şi de condiţiile topografice ale lagunei care înlesnesc sau reduc aporturile de ape marine, precum şi de existenţa unor aporturi de ape dulci continentale, salinitatea lagunelor variază de la condiţii salmastre-îndulcite (similare celor din lacurile continentale) la condiţii hipersaline (lagune de concentrare în săruri, mediul propice de precipitare a depozitelor evaporitice, de carbonaţi magnezieni, sulfaţi, cloruri, ce apar în strate succesive în funcţie de atingerea pragului-limită de solubilitate caracteristic fiecărei categorii de săruri). Aporturile continentale determină formarea unor sedimente terigene, siltice şi pelitice. Depozitele prezintă stratificaţie şi laminaţie orizontală corespunzător regimului hidrodinamic calm caracteristic acestui domeniu. În funcţie de prezenţa unor organisme bentonice, care au totdeauna un caracter endemic, suprafaţa sedimentelor poate prezenta structuri de bioturbaţie.

Exemple de depozite intermediare fosile: Depozite **deltaice** vechi sunt cunoscute prin secvenţe stratigrafice de diferite vârste. Multe dintre formaţiunile cu huilă din Carboniferul superior din Europa (Bazinul Franco-Belgian, Ruhr, Silezia, Asturia) şi din America (Bazinele Illinois, Michigan) sunt cel puţin în parte de origine deltaică; de exemplu Formatiunea Abottsham din Marea Britanie. In cadrul unor vârste mai noi depozite deltaice sunt reprezentate în Formatiunea de Wilcox, eocenă, din Texas. Mediul **lagunelor** de concentrare este bine ilustrat prin depozitele Permianului mediu (Kungurian) din Platforma Rusă şi Permianului superior (Zechstein) din Bazinul Germanic. În ambele cazuri depozitele de evaporite stratificate, cu succesiune ciclică a mineralelor în ordine invers proporţională a gradului de solubilitate, de la gips si anhidrit la sare gemă (halit), urmat de săruri de K şi Mg (silvină, carnalit) şi săruri delicvescente (kieserit şi polihalit), fac obiectul unor exploatări în carieră sau în subteran. Foste lagune hipersaline au fost evidenţiate şi în Miocenul din Depresiunea Transilvaniei (cu formarea de dolomit şi gips), de asemenea în Miocenul intra- şi extracarpatic (cu gips, halit, mai rar săruri delicvescente).

7.1.3. Domeniul marin

Ariile de sedimentare marină reprezintă, sub aspectul ponderii ce revine sedimentelor şi rocilor formate în cadrul lor, într-o evaluare litologică globală domeniul cel mai important. În prezent 71% din suprafaţa Pământului este ocupată de mări şi oceane, iar în trecutul geologic domeniul marin a fost chiar mai extins în anumite perioade, de exemplu în Turonian se estimează că mările şi oceanele ocupau aproape 80% din suprafaţa globului.

Domeniul marin reprezintă principalul receptor al materialului de origine continentală; totodată în cadrul domeniului marin sunt însedimentate mari cantităţi de material piroclasic rezultat din erupţiile submarine, dar şi o parte a materialului produs în centre de erupţie de pe continente. Pe lângă calitatea de „receptor" domeniul marin reprezintă şi principalul „generator" de sedimente prin procese de precipitare chimică biogenă sau anorganogenă.

Domeniul marin, şi anume mediul său neritic, este caracterizat prin cea mai mare densitate şi totodată diversitate biotică. Rolul organismelor, fie ca generatoare de formaţiuni de tip recifal şi ca agenţi principali în procesele de precipitare biochimică, fie doar ca furnizoare de fragmente scheletice (bioclaste) şi de materie organică, este deosebit de important în sedimentogeneza multora dintre formaţiunile marine.

În privinţa cadrului geochimic al sedimentării marine este de remarcat frecvenţa mai mare a condiţiilor reducătoare, generatoare de roci bituminoase, comparativ cu celelalte domenii majore de sedimentare, excepţie făcând mediul deltaic. Caracterele sedimentelor marine sunt determinate de câţiva factori esenţiali:

- poziţia geografică a bazinului, de mare interioară sau de mare deschisă;
- apropierea faţă de ariile de aport continental şi contribuţia acestora în sedimentarea marină.;
- gradul de subsidenţă a substratului;
- morfologia şi batrimetria bazinului.

Aceşti principali factori determină valorile parametrilor fizici şi chimici ai sedimentogenezei marine: circulaţia apelor (valuri, maree, curenţi de fund), temperatura, presiunea, salinitatea, valorile pH-ului şi ale potenţialului redox, gradul de turbiditate, precum şi compoziţia biologică în cadrul comunităţilor ecologice.

Subdomeniile de sedimentare ale mediului marin corespund principalelor diviziuni batrimetrice: litoral, neritic, batial şi abisal (fig. 7.8.), diviziuni care reflectă discontinuităţi de ordin statistic în caracterele unora dintre parametrii sedimentogeni şi care sunt materializate prin depozite terigene şi de precipitare cu structuri sedimentare şi asociaţii biotice caracteristice (Tabel 7.4)

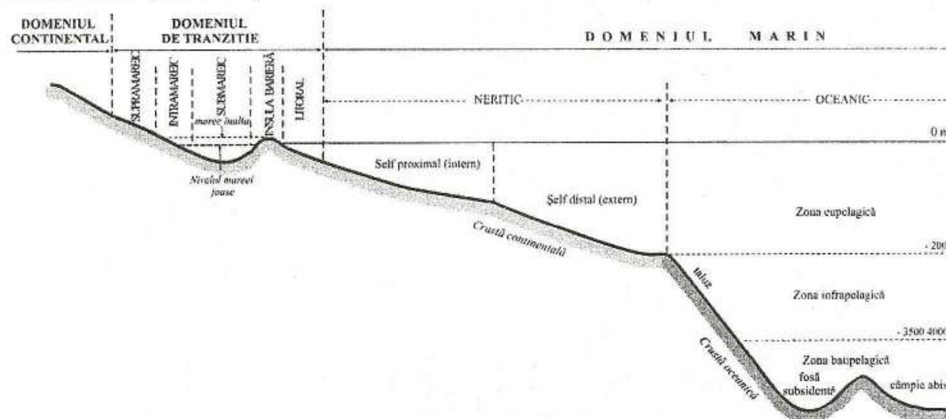


Fig. 7.8. Reprezentare schematică a domeniilor de sedimentare.

Depozitele litorale se formează în zona plajei intermareice, acoperită de ape în timpul refluxului. Principalii factori ce influenţează sedimentarea sunt morfologia şi constituţia petrografică a ţărmului, climatul, energia mareică. Rata de sedimentare este condiţionată de raportul dintre depunere şi eroziune, aceasta din urmă deosebit de puternică în cadrul acestui

Caractere distinctive ale mediilor de sedimentare intermediare şi marine. TABEL 7.4

Domeniu de sedimentare	Mediu (subdomeniu) de sedimentare	Compoziţie litologică	Structuri sedimentare	Minerale autigene	Conţinut paleontologic (autohton)	Mediu geochimic	Factori determinanţi în sedimentogeneză
INTERMEDIAR	DELTAIC	Aproape exclusiv depozite detritice: gresii, siltite, argile cu resturi cărbunoase; ocazional intercalaţii de calcare lumaşelice cu cochilii de bivalve salmastricole.	Stratificaţie oblică la scară mare (de acreţie deltaică), stratificaţie orizontală, stratificaţie şi laminaţie încrucişată, megaondulaţii de curent (>60cm), microondulaţii, canale de eroziune, urme de tasare, bioturbaţii.	Carbonaţi Sulfaţi (în zonele marginale ale deltelor de progradare activă)	Charofite, plante cormofite, moluşte dulcicole şi salmastricole, crustacee, vertebrate.	Slab oxidant-reducător	Relief Climat Intensitatea aporturilor fluviatile Energia valurilor marine
	PLAJĂ SUPRA-LITORALĂ	Aproape exclusiv depozite detritice: gresii, siltite, argile siltice; ocazional roci evaporitice în zone de tip sabkha.	Stratificaţie şi laminaţie oblică (microondulaţii şi megaondulaţii de curent), stratificaţie oblică şi incrucişată de dune, cruste calcaroase (calcrete) crăpături de uscare.	Carbonaţi Sulfaţi Cloruri (prin evaporare în regiuni aride şi în zone de tip sabkha)	Resturi de plante cormofite (în special spori şi polen), rare crustacee, vertebrate terestre (în special păsări).	Oxidant	Relief Climat
	LAGUNAR	Evaporite (dolomit, anhidrit, gips, sare gemă, săruri delicvescente); calcare stromatolitice; marne bituminoase.	Stratificaţie şi laminaţie orizontală, ocazional laminaţie oblică, stromatolite, bioturbaţii.	Carbonaţi Sulfaţi Cloruri Sulfuri (în medii reducătoare)	Cianobacterii, alge, moluşte, crustacee cu un pronunţat caracter endemic (resturi ale organismelor autohtone practic absente în lagunele hipersaline).	Slab oxidant-reducător	Climat Relief Salinitate
MARIN	LITORAL	Gresii cu elemente având grade variabile de sortare, siltite, calcare stromatolitice, lumaşelice.	Stratificaţie şi laminaţie orizontală, oblică (microondulaţii şi megaondulaţii de curent, antidune), cruste calcaroase (calcrete), structuri fenestrale ("ochiuri de calcit"), crăpături de uscare, stromatolite, bioturbaţii.	Carbonaţi Sulfaţi Fosfaţi	Cianobacterii, alge, foraminifere bentonice, moluşte eurihaline, crustacee.	Slab oxidant	Relief Climat
	NERITIC	Depozite detritice cu granulometrie descrescătoare spre limita inferioară a şelfului (de la gresii la argile siltice); depozite calcaroase: calcare oolitice, calcare bioconstruite (bioherme, biostrome), şi bioacumulate (lumaşele), depozite hemipelagice (în regiunile cu aport terigen redus).	Stratificaţie şi laminaţie orizontală, oblică (microondulaţii de curent), granoclasare, structuri erozionale, de dragaj, oolite, structuri coralgale, bioturbaţii.	Carbonaţi Glauconit Chamosit Fosfaţi Sulfuri (în medii reducătoare)	Maximă diversitate tipologică; predomină fosilele organismelor bentonice: alge, foraminifere, spongieri, corali hermatipici, moluşte, crustacee, echinide, crinoidee, peşti.	Slab oxidant-reducător	Batimetrie Temperatură Salinitate pH, potenţial redox Turbiditate Activitate biotică
	BATIAL	Depozite detritice în alternanţă ritmică (turbidite), olistostrome, marne, marnocalcare bogate în microorganisme planctonice, marne bituminoase cu sulfuri, depozite hemipelagice,depozite vulcanogene, silicolite (de precipitare chimică şi biochimică).	Stratificaţie şi laminaţie paralelă, laminaţie oblică, incrucişată şi convolută, granoclasare, structuri erozionale de curent (canale de eroziune, creste transversale şi longitudinale), urme de dragaj, saltaţie, structuri de curgere, urme de tasare, bioturbaţii.	Carbonaţi Silice Oxizi de Mn (noduli de Mn) Sulfaţi Sulfuri Minerale argiloase (mont-morillonit, beydelit) Zeoliţi	Nannoplancton şi microplancton de origine vegetală (coccolite, diatomee, silicoflagelate) şi animală (foraminifere, radiolari, infuzori, pteropode); subordonat fosile ale organismelor nectonice (cefalopode, peşti).	Slab oxidant-reducător	Relieful submarin (inclusiv gradul de înclinare al taluzului) Temperatură Salinitate pH, potenţial redox (influenţate de gradul de oxigenare al apelor de fund) Turbiditate Activitate vulcanică
	ABISAL	"Argilă roşie abisală", silicolite (de precipitare chimică şi biochimică), depozite vulcanogene.	Fină stratificaţie şi laminaţie orizontală, laminaţie oblică şi convolută, granoclasare (rareori structuri erozionale de curent, urme de tasare, rar bioturbaţii).	Silice Oxizi de Mn (noduli de Mn) Sulfuri Zeoliţi Minerale argiloase: (mont-morillonit, beydelit)	Aproape exclusiv microorganisme planctonice de origine vegetală şi animală (sub nivelul CCD = ~3500 m se conservă doar cele silicioase).	Neutru-reducător	Temperatura Presiunea(determină adîncimea limitei CCD) Activitate vulcanică

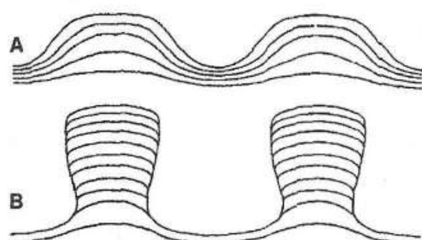


Fig. 7.9. Tipuri morfologice comune în cadrul structurilor stromatolitice: A. Tipul ondulat ("Collenia"); B. Tipul columnar ("Cryptozoon").

subdomeniu. Caracteristice sunt depozitele terigene, în special nisipoase cu grade de sortare variabile, de la foarte bună la slabă, în funcţie de energia constantă sau neuniformă a valurilor. Aceste depozite pot cuprinde în nivele distincte concentraţii de minerale grele. Sedimentele cochilifere de tipul falunelor, care prin cimentare formează lumaşele, iau nastere în zonele cu agitaţie mai slabă a valurilor şi lipsite de aporturi continentale. Dintre structurile depoziţionale caracteristice sunt cele de origine mecanică reprezentate prin seturi de lamine paralele sau subparalele cu unghiuri mici de înclinare spre mare, ondulaţiile de valuri (ripple marks), iar dintre structurile biotice comune sunt bioturbaţiile sub forma urmelor de târâre, canalelor verticale săpate de organisme litofage (viermi, moluşte). Structurile laminare stromatolitice produse de cianobacterii, reprezintă buni indicatori ai mediului intermareic; ele îmbracă forme specifice acestui subdomeniu, comune fiind formele cu ondulaţii mai largi (tip *Collenia*) sau mai strânse (tip *Cryptozoon*) (fig. 7.9).

Depozitele neritice cuprind o largă varietate de depozite formate în aria şelfului. Se estimează că cca. 80% din depozitele ce alcătuiesc seriile geologice sunt formate în cadrul acestui subdomeniu. Factorii sedimentogeni care determină caracterele litologice dar şi cele biotice specifice depozitelor neritice sunt adâncimea (batrimetria), temperatura, salinitatea, pH-ul şi potenţialul redox al apei, turbiditatea. Un rol deosebit îl are intensă activitate biotică, desfaşurată în special de organismele bentonice a căror diversitate tipologică şi densitate populaţională este maximă în cadrul acestui subdomeniu.

Din punct de vedere litologic, depozitele formate în cadrul acestui mediu aparţin la două categorii principale: terigene şi de precipitare biochimică, în special calcare. Sedimentele clasice terigene sunt dezvoltate în zonele de vărsare a fluviilor, în funcţie de existenţa unui substrat cu morfologie puţin accidentată, aceste sedimente sunt dispuse relativ uniform pe suprafata şelfului, cu o tendintă de descreştere a granulometriei particolelor dinspre şelful intern, unde predomină nisipurile cu sortare medie, spre şelful extern unde comune sunt silturile şi mâlurile argiloase. Depozitele prezintă stratificaţie şi laminaţie orizontală şi oblică, în funcţie de energia de transport a particolelor detritice prin curenţi de fund, a căror acţiune determină o serie de structuri erozionale cu forme variate: vălurite,

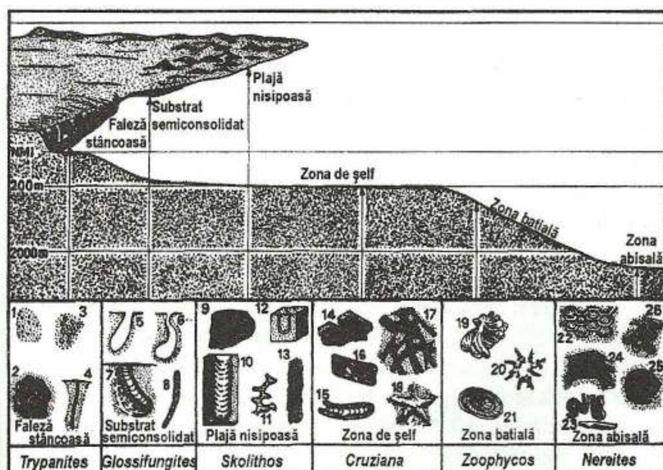


Fig. 7.10. Diagrama sinoptică a relaţiei dintre diferitele asociaţii de ichnofosile şi adâncime. 1 – *Caulostrepsis*; 2 – *Entobia*; 3 – Perforaţii de echinide; 4 – *Trypanites*; 5, 6 – *Gastrochaenolites* şi genuri asemănătoare; 7, 10 – *Diplocraterion*; 8 – *Psilonichnus*; 9 – *Skolithos*; 11 – *Thalassinoides*; 12 – *Arenicolites*; 13 – *Ophiomorpha*; 14 – *Phycodes*; 15 – *Rhizocorallium*; 16 – *Teichichnus*; 17 – *Crossopodia*; 18 – *Asteriacites*; 19, 21 – *Zoophycos*; 20 – *Lorenzinia*; 22 – *Paleodictyon*; 23 – *Taphrhelminthopsis*; 24 – *Helminthoides*; 25 – *Spirorhaphe*; 26 – *Cosmorhaphe* (după Frey şi Pemberton, 1985).

semilunare, etc. Structurile biogene datorate organismelor bentonice ce trăiesc pe suprafaţa sedimentelor sau la mică adâncime în cadrul acestora sunt frecvente şi cu aspecte morfologice distinctive în funcţie de tipul organismelor generatoare şi de adâncimea la care acestea trăiesc (fig. 7.10).

Sedimentele carbonatice se formează în condiţii optime pe ariile şelfului lipsite sau cu aporturi neînsemnate de material terigen. În cadrul şelfului intern în care influenţa valurilor este bine marcată, caracteristice sunt sedimentele calcaroase oolitice. Cea mai mare dezvoltare în cadrul depozitelor calcaroase din aria şelfului o au însă calcarele organogene, care în funcţie de contribuţia organismelor la formarea lor se împart în *bioconstruite* şi *bioacumulate*.

Calcarele bioconstruite sunt reprezentate prin formaţiunile recifale, generate în decursul timpului geologic de organisme coloniale, în special de corali hermatipici, de alge, spongieri, briozoare, rudişti (fig 7.11.). Aceste formaţiuni includ *biohermele* (recifii propriu – zişi construiţi de corali, uneori cu participarea mai mult sau mai puţin importantă a algelor,

Fig. 7.11. Organismele generatoare de construcţii recifale în decursul timpurilor geologice. Domurile recifale sunt constucţii de mai mică amploare, comparativ cu recifii propriu-zişi. Spaţiile neacoperite corespund intervalelor lipsite de recifi (după Boggs, 1987).

generând formatiuni coralgale, cu dezvoltare verticală şi stratificaţie discretă sau absentă) şi *biostromele* (calcare stratificate, extinse lateral). În jurul sau în interiorul recifilor circulari de tip atol se formează depozite peri– sau intrarecifale; primele sunt reprezentate prin calcare oolitice şi mai ales prin biocalcirudite şi biocalcarenite, ce cuprind bioclaste sau schelete întregi ale unor organisme perirecifale: foraminifere, moluşte, crustacee, echinoderme. Depozitele intrarecifale formate în mediile relativ calme din interiorul atolilor includ mâlurile micritice cu stratificatie fină, paralelă. Acestea se află la originea „calcarelor litografice", aşa cum sunt calcarele kimmeridgiene din Bavaria (Solnhofen) renumite pentru bogatul lor conţinut fosilifer. Dezvoltarea unor formaţiuni recifale este condiţionată de existenţa unor condiţii speciale: ape puţin adânci (în general deasupra adâncimii de 50m), calde, cu salinitate normală, bine oxigenate, cu turbiditate redusă. În cazul biohermelor coraligene limitele de variaţie ale acestor parametri sunt mai restrânse: temperatura medie anuală între 22-25°, salinitatea între 28-36 $^0/_{00}$. Majoritatea calcarelor algale se formează la adâncimi foarte reduse ale apelor, de câţiva metri până la maxim 10-12 m, în funcţie de gradul ridicat de luminozitate, necesitat de desfăşurarea fotosintezei.

În pofida diversității organismelor constructoare și a tipurilor diferite de structuri litologice pe care acestea le generează, construcțiile recifale pot fi clasificate în funcție de geometria lor în câteva categorii principale (fig. 7.12).

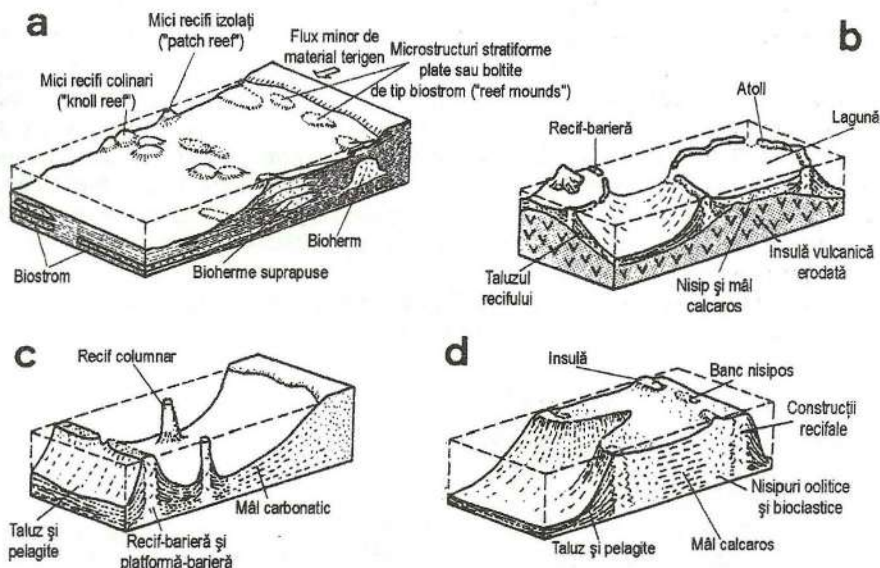


Fig. 7.12. Tipuri de recifi și construcții recifale. a – mici constucții recifale, plate, boltite sau conice (reef mounds, patch reefs, knoll reefs); b – racifi-barieră și atoli; c – mari recifi barieră cu lagune adânci; d – platforme carbonatate cu recifi mari (după Einsele, 1992).

Calcarele bioacumulate sunt constituite din părțile scheletice ale organismelor calcaroase, în general fragmente ale acestora (bioclaste) rezultate în urma unui scurt transport și agregate alături de granulele detritice printr-un ciment de obicei tot calcaros.

Autigeneza minerală în zona șelfului are ca principale produse: carbonații, larg dezvoltați în ariile platformelor carbonatice (calcit, calcit magnezian, aragonit ce îmbracă forme specifice de agregate mamelonare formate din mici cristale, descrise sub numele de "grapestone"), glauconitul și fosfații (în special în zonele de margine ale șelfului extern traversate de curenti); condițiile locale de mediu reducător sunt generatoare de sulfuri (pirită, marcasită, hidrotroilit).

Depozitele batiale sunt dependente de principalele caractere morfologice ale acestui subdomeniu prin care se realizează racordul între platforma epicontinentală și regiunea abisală: unghiul de înclinare al taluzului continental (variabil în mările actuale între 1° si 20°), prezența canioanelor submarine, lărgimea piemontului oceanic. Proprii regiunii batiale sunt depozitele terigene, turbiditice, în care termenii grosieri (în special gresii cu matrice argiloasă de tip graywacke și structură glanoclasată) sunt succedați în cadrul unor ritmuri de sedimentare de

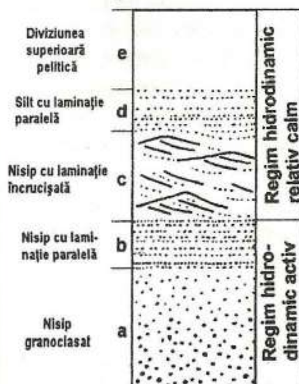


Fig. 7.13. Microsecvență turbiditică completă ('modelul Bouma', 1962). Sarcina clastică grosieră a "curenților turbiditici" formați pe taluzul continental compune partea inferioară granoclasată, succedată de fracția argilo-siltică cu laminație paralelă și încrucișată care marchează descăcarea întregii sarcini a curentului turbiditi și diminuarea intensității regimului hidrodinamic.

termeni siltici şi argilo-siltici cu laminaţii caracteristice (o secvenţă inferioară cu laminaţie paralelă poate fi urmată de o secvenţă cu laminaţie oblică şi de alta superioară cu laminaţie paralelă şi uneori convolută) în funcţie de variaţii ale vitezei mediului hidrodinamic (fig. 7.13.). Asemenea succesiuni stratigrafice cu structura ritmică a microsecvenţelor iau naştere în zona de vărsare a canioanelor, sub forma unor uriaşe conuri submarine cu lobii ramificaţi în evantai (fig. 7.14.). Depozitele de tip fliş din ariile orogenice sunt la origine depozite turbiditice. Grosimea turbiditelor poate atinge câteva mii de metri, chiar 10000 m, iar suprafaţa ocupată de ele se extinde prin progradare în cadrul piemontului oceanic şi al câmpiei abisale. Remanierile inter- şi intraformaţionale reprezentate prin fragmente de roci şi schelete ale unor organisme sunt comune în cadrul seriilor turbiditice. Uneori blocurile rupte din falezele perilitorale sau din pereţii canioanelor submarine, transportate sau alunecate la baza taluzului, ating dimensiuni foarte mari, de ordinul sutelor sau miilor de m^3. Asemenea blocuri constituie "olistolite", prezenţa lor în cadrul unei formaţiuni de tip turbiditic, cu ritmicitate mai scăzută aşa cum sunt cele de "fliş sălbatic" (wildfliş) reprezintă un indicator al unei intense activităţi orogenice în cadrul bazinului.

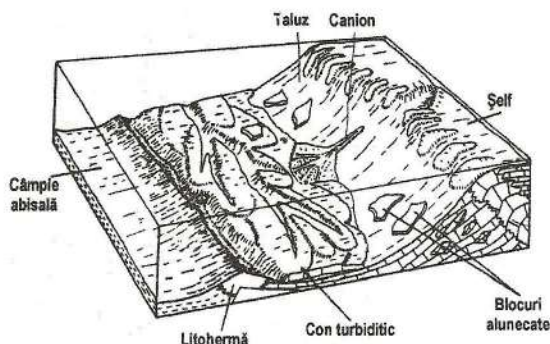


Fig. 7.14. Reprezentarea schematică a fiziografiei regiunii de formare şi de acţiune a curenţilor turbiditici.

Structurile de eroziune produse de curenţii submarini, urmele de dragare şi de saltaţie sau de tasare ("load casts") se întâlnesc frecvent în cadrul acestor depozite.

Partea superioară a secvenţelor turbiditice cuprinde uneori concentrări importante de material pelagic (în special microorganisme planctonice), acumulate în perioadele ce urmează depunerii materialului grosier din componenţa curentului turbiditic.

O bună parte a piemontului oceanic este acoperită de mâluri carbonatice cu un conţinut ridicat de microorganisme planctonice (coccolite, foraminifere, pteropode) sau de sedimente hemipelagice în care alături de materialul carbonatat se întâlneşte în proporţii variabile material fin terigen şi/sau piroclastic. Abundenţa locală a produselor vulcanismului submarin cu caracter bazic conduce la formarea mâlurilor vulcanice bine reprezentate în zonele actuale de rift ale Oceanelor Atlantic şi Pacific. Pe crestele rifturilor se formează direct deasupra stratului bazaltic, prin alterarea acestuia, smectite bogate în metale, în special Fe, Mn, subordonat Cu, Pb, Zn, Ni şi Co. Interstratificate în cadrul acestor depozite pot apărea concentrări în benzi de silice rezultate prin precipitare anorganică. În mările închise sau semiînchise, adânci, predomină condiţiile reducătoare (euxinice) caracterizate prin creşteri ale conţinutului de H_2S ca urmare a intensei activităţi desfăşurate de către bacteriile anaerobe. Aceste condiţii sunt favorabile formării mâlurilor sapropelice bogate în sulfuri.

Depozitele abisale iau naştere în cadrul largilor câmpii abisale şi a marilor fose oceanice (zona hadală), regiuni afotice (lipsite complet de lumină), cu temperaturi sub 5^0, presiune hidrostatică foarte ridicată, condiţii fizice ce limitează foarte mult posibilităţile de existenţă a vieţii. Principala sursă de material sedimentar o reprezintă părţile scheletice ale microorganismelor planctonice, calcaroase: coccolite, foraminifere, care nu sunt însă

conservate sub limita de compensare a carbonatului de Ca, aflată în jurul adâncimilor de 3500 - 4000 m, fiind dizolvate; în schimb sub această limită se depun mâlurile silicioase cu diatomee, silicoflagelate, radiolari, a căror dezvoltare este strâns legată de un exces de silice în mediu ca urmare a erupţiilor submarine. O mare parte a adâncimilor oceanice, sub 4500 m este ocupată de "argila roşie abisală" formată din material pelitic, în cea mai mare parte de origine terigenă, transportat prin curenţii de fund sau eolieni, la care se alătură în cantităţi subordonate microorganisme pelagice silicioase şi material piroclastic. Culoarea roşie caracteristică este datorată hidroxizilor de fier transportaţi sub formă coloidală din ariile continentale tropicale şi subtropicale, cu soluri lateritice supuse proceselor de alterare.

Rata mică de sedimentare a depozitelor abisale şi regimul hidrodinamic puţin activ determină stratificaţii fine şi laminaţii paralele, în timp ce structurile erozionale şi bioturbaţiile sunt mult mai rar întâlnite comparativ cu alte medii de sedimentare.

7.2. Dificultăţi în reconstituirea paleomediilor de sedimentare.

Reconstituirea paleogeografică, vizând fie configuraţia morfologică complexă a ariilor de sedimentare dintr-o regiune, fie doar anumite aspecte ale ambianţelor sedimentologice, de exemplu climatul unei regiuni continentale sau temperatura apelor marine, este realizată prin analiza componenţilor litologici, biologic, structurali ai faciesurilor sedimentare, urmată de interpretarea semnificaţiilor acestor componenţi, pe baza principiului actualismului. Datelor rezultate din analiza faciesurilor sedimentare le sunt integrate cele obţinute din cercetarea rocilor magmatice şi metamorfice.

Interpretarea semnificaţiei diferitelor elemente implicate în reconstituirea paleogeografică se confruntă cu o serie de dificultăţi legate fie de modificarea în decursul istoriei geologice a compoziţiei sau intensităţii de acţiune a unor factori fizici şi chimici ai sedimentării, sau de schimbarea cerinţelor ecologice ale unor organisme, fie de transformările care au loc în urma proceselor postsedimentare, de litificare, care cuprind diageneza şi metamorfismul. Alte dificultăţi sunt cauzate de fenomenul de remaniere, prin care elemente de natură litologică sau biologică (fosile) provenind din depozite mai vechi sunt insedimentate în depozite mai noi, asemenea asocieri nefiind totdeauna detectate de la început, fapt care poate conduce la interpretări eronate.

Vom exemplifica în continuare sursele de dificultăţi ce pot fi întâmpinate în reconstituirea paleomediilor de sedimentare, în ordinea menţionată mai sus:

A. Schimbarea ambianţelor sedimentologice şi paleoecologice în decursul Precambrianului.

Caracterele litologice ale Precambrianului, conţinutul paleontologic dominat până la nivelul Proterozoicului mediu, între 3,5 şi 1,6 miliarde ani, de microrganisme procariote, corelaţia strînsă care a putut fi stabilită între procesele de sedimentogeneză şi cele biogene, au evidenţiat caracterul primar anoxidic atât al mediilor acvatice cât şi al atmosferei Pămîntului în decursul primei şi celei mai îndelungate părţi a Precambrianului, de la începutul Arhaicului şi până în prima parte a Proterozoicului mediu. Astfel mediul în care au apărut şi s-au dezvoltat cianobacteriile coloniale, procariotele care au generat formaţiunile calcaroase laminitice cunoscute sub numele de stromatolite, foarte răspândite în Precambrian, a fost unul lipsit de oxigen, total diferit faţă de ambianţa mediilor acvatice de după Proterozoicul mediu. Pe lângă construcţiile calcaroase de tip recifal, coloniile de cianobacterii, care sunt organisme autotrofe, fotosintetizatoare, au generat continuu oxigen bazinelor marine, de unde treptat acesta a fost preluat în atmosferă. O mare parte a oxigenului produs prin procesul de fotosinteză a fost înglobat în strate de oxizi de fier ce alternează în cadrul unor microsecvenţe ritmice cu strate subţiri de silicolite, rezultate prin precipitare anorganogenă. Acest tip de

depozite marine, cunoscut sub numele de "formațiuni ferifere stratificate" ("banded iron formations") cuprind cele mai mari acumulări de fier sedimentar ale Pământului, fiind cunoscute în toate continentele în a doua parte a Arhaicului și în Proterozoicul inferior (între 3.0 și 1.5 miliarde ani). Fierul din compoziția celor mai vechi formațiuni ferifere stratificate este prezent sub forma oxidului feros (magnetit), forma ce corespunde etapei de început a dezvoltării cianobacteriilor, în care cantitatea de oxigen eliberată prin fotosinteză în mediul marin era scăzută, în timp ce începând cu Proterozoicul inferior (după vârsta de 2.5 miliarde ani), direct dependent de dezvoltarea cianobacteriilor, fierul este prezent ca oxid feric (hematit). După Proterozoicul inferior formațiunile ferifere stratificate de origine marină devin tot mai rare, pe măsura creșterii cantității de oxigen în atmosferă (prin preluarea sa din mediile acvatice) și implicit a amplificării proceselor de alterare subaeriană; fierul va fi concentrat de aici înainte în cadrul depozitelor de origine continentală, cunoscute sub numele de "strate roșii" ("red beds").

Și alte condiții existente la suprafața scoarței terestre în prima jumătate a Precambrianului au fost diferite față de ambianțele ulterioare, ca de exemplu amploarea deosebit de mare a erupțiilor vulcanice, regimul deosebit de activ al subsidenței la marginea blocurilor cratonice, amploarea și energia proceselor de eroziune, în condițiile inexistenței învelișului vegetal al scoarței. Toate aceste condiții specifice primei părți a Precambrianului fac inaplicabil pentru acest îndelungată perioadă a istoriei geologice, principiul "cauzelor actuale".

B. Modificarea cerințelor ecologice ale organismelor.

O serie de organisme și-au schimbat în decursul timpului geologic cerințele față de anumiți factori ai mediilor de viață, de exemplu față de adâncimea apelor în cazul organismelor bentonice sau față de salinitatea apelor marine. Astfel, spongierii hexactinelizi care în a doua parte a erei Paleozoice și în Mezozoic trăiau în zona șelfului proximal sunt cunoscuți în prezent la adâncimi de sub 200 m până la sub 7000 m. Cazuri similare sunt ilustrate de unele brachiopode, de moluștele monoplacofore, de crinoidee, care după perioade de avânt evolutiv, aflate pentru toate aceste grupuri exemplificate, la diferite nivele ale Paleozoicului s-au retras apoi, din zonele puțin adânci ale șelfului, mai propice vieții prin abundența resurselor nutritive, spre domeniul mai auster al apelor adânci, cedând locul unor organisme mai competitive. Intre animalele care au coborât spre adâncurile oceanelor sunt cuprinse adevărate "fosile vii", organisme din prezent care au traversat perioadele geologice fără a fi marcate de transformări semnificative ale caracterelor.

Cu excepția unor anumite categorii de organisme a căror existență este circumscrisă unor limite restrânse de variație a unor parametrii ai mediilor de viață (cazul spre exemplu al coralilor hermatipici, al amonoideelor sau al echinodermelor în ansamblu, dependente de un nivel de salinitate al apelor de tip "marin normal", în jur de 34 mg-săruri/l), majoritatea claselor de organisme includ categorii sistematice de rang mai mic (familii, genuri) mult mai tolerante față de valorile unor anumiți factori ambientali, fapt care la nivelul întregii categorii sistematice se reflectă printr-o distribuție pe o scală foarte largă de valori. Ilustrative sunt în acest sens fig.7.2 și 7.3. privind distribuția batimetrică și în funcție de salinitate a mai multor categorii de organisme marine, din care reiese că, exceptând organismele vegetale, strict dependente de ape puțin adânci, în care condițiile de luminozitate permit desfășurarea fotosintezei, celelalte categorii de organisme au o distribuție batimetrică mai largă; în privința salinității partajarea grupurilor în "organisme puțin tolerante" (stenohaline) și "organisme larg tolerante" (eurihaline) este mai tranșantă.

Cunoașterea schimbărilor de natură ecologică ale organismelor în decursul timpului geologic este condiționată de analiza litofacială complexă, inclusiv geochimică, a depozitelor fosilifere, prin care pot fi reduse sau chiar eliminate interpretările eronate.

Generalizând raritatea semnificaţiilor foarte precise asupra unor parametri ecologici furnizate de organisme, trebuie arătat că nici elementele de natură litologică, inclusiv structurile sedimentare (vezi fig.7.1) nu sunt, în majoritatea cazurilor, indicatoare în mod strict ale unei anumite ambianţe de sedimentare.

Dificultăţi în reconstituirea mediilor de viaţă din trecut pe baza actualismului sunt legate şi de faptul că foarte multe categorii de organisme, plante şi animale, care au caracterizat biologic diferite perioade geologice nu au reprezentanţi în cadrul faunelor sau florelor actuale. Aşa sunt, pentru a da doar câteva exemple, archaeociathidele, conulariile, tentaculiţii, trilobiţii, gigantostraceele, graptoliţii, dintre animale, sau psilofitele, "ferigile cu sămânţă" şi majoritatea grupelor de gimnosperme din Mezozoic, dintre plante. Reconstituirea mediilor populate de asemenea organisme, nerealizabilă prin comparaţie directă poate fi făcută prin analiza litofacială detaliată, implicând cercetări geochimice asupra "elementelor-urmă" şi a unor izotopi stabili.

C. Transformările post-sedimentare: diageneza şi metamorfismul.

Transformările suferite de sedimente până în faza de consolidare sau litificare şi după aceasta, prin circulaţia soluţiilor prin pori şi fisuri, sau cele cauzate de procesele tectonice determină modificarea, mai mult sau mai puţin profundă, a caracterelor fizice şi chimice primare, fapt care îngreunează, iar uneori face chiar imposibilă, stabilirea corespondenţei între sedimentul primar şi rocă, implicit recunoaşterea mediului sedimentogen.

Prima etapă a acestor transformări o constituie **diageneza**, care, în sens larg, include totalitatea proceselor ce conduc la transformarea sedimentelor în roci, precum şi procesele ulterioare deplinei consolidări, până la limita metamorfismului. În această accepţiune diageneza cuprinde compactizarea, cimentarea, dizolvarea, recristalizarea, metasomatoza diagenetică (substituirea unor componenţi chimici primari prin alţii, mai stabili în noile condiţii).

Cea de a doua etapă, desfăşurată în general în condiţii de temperatură şi presiune ridicată, uneori sub influenţa soluţiilor juvenile (magmatice) sau rezultate prin reacţiile de deshidratare, este **metamorfismul**. Transformările metamorfice conduc la modificarea profundă a caracterelor structurale şi texturale preexistente, la recristalizări şi formarea unor noi minerale, la distrugerea totală sau parţială a structurilor organice

D. Remanierile.

Stabilirea caracterului autohton sau alohton al componenţilor faciesurilor sedimentare, atât a celor de natură litologică cât şi a celor paleontologici, este esenţială pentru realizarea unor corecte reconstituiri ale paleomediilor.

În mod special, dinamica formării sedimentelor clastice, implică procese de eroziune şi transport în cursul cărora fragmente de roci cu structurile primare corespunzătoare şi/sau fosile, sunt antrenate din zona de formare originală şi redepuse într-un alt mediu. Blocuri de calcare recifale pot fi astfel întâlnite în cadrul depozitelor de mare adâncă, organisme continentale, de origine vegetală sau animală, pot ajunge în mediul marin, sau organisme bentonice caracteristice regiunilor de şelf pot fi antrenate prin curenţii de fund în ariile de sedimentare batială.

Considerarea unor asemenea aspecte în mod unilateral, desprins de contextul sedimentologic general, poate conduce la interpretări eronate, motiv pentru care separarea în cursul analizelor de facies a elementelor autohtone de cele alohtone reprezintă, ca şi în cazul activităţilor de datare biostratigrafică o necesitate de primă importanţă.

In concluzie, reconstituirea corectă a aspectelor complexe ale mediilor de sedimentare din trecutul geologic este condiţionată de un mod de abordare a cercetărilor având drept coordonate: analiza sistematică în teren, prin metoda stratigrafiei secvenţiale, analiza

multidisciplinară a faciesurilor şi cooperarea interdisciplinară în sinteza rezultatelor, recunoaşterea transformărilor postsedimentare în vederea evitării erorilor ce pot surveni în reconstituirea aspectelor originale, cunoaşterea evoluţiei în timp a parametrilor sedimentologici şi a ambianţelor ecologice pentru a preîntâmpina concluziile greşite ce pot decurge din aplicarea fără discernământ a principiului "cauzelor actuale".

Vom prezenta în încheiere două exemple de reconstituire a condiţiilor de sedimentare, pe de o parte în cazul unui paleofacies lipsit de un corespondent direct în cadrul depozitelor actuale (faciesul ferolitelor oolitice), pe de altă parte în cazul unui paleofacies a cărui corespondenţă aparentă cu un facies din prezent s-a dovedit a fi greşită (faciesul de cretă din Cretacicul superior).

1. Ferilitele oolitice sau **minetele** sunt larg răspândite în Jurasicul din Europa de vest, în Liasicul superior, în Dogger şi în Oxfordian constituind uneori chiar zăcăminte de fier cu importanţă economică aşa cum este cazul minetelor din Toarcianul din estul Franţei (Lorena). Ferilite cu structuri ooidice sunt cunoscute şi în cadrul altor vârste, în Ordovicianul şi în Silurianul din America de Nord, în Paleogenul din Europa, inclusiv în cel din Bazinul Transilvaniei. Depozitele nu au de obicei volume mari, având grosimi de câţiva metri şi o dezvoltare laterală de maximum câteva sute de km^2. Ooidele sunt constituite din chamosit, goethit sau hematit. Ooidele de chamosit sunt mai frecvent elipsoidale decât sferoidale şi cuprinse într-o matrice de mâl chamositic, ceea ce indică formarea lor *in situ*, într-un mediu calm de sedimentare. Din contră ooidele de goethit sunt în general sferoidale, cu matrice formată din calcit sparitic, sugerând un mediu costier, agitat de valuri, în apropierea unor surse de oxizi de fier reprezentate prin soluri şi cruste de alteraţie lateritică din regiuni cu climat cald, tropical sau subtropical. Deseori cele două tipuri mineralogice, cele mai comune, chamositul şi goethitul apar asociate în cadrul depozitelor ferilitice.

In ceea ce priveşte originea chamositului, aceasta a fost dezbătută între formarea prin înlocuire diagenetică, datorată circulaţiei soluţiilor, a calcitului original cu chamosit (**origine secundară**) sau prin autigeneză, ca produs de alterare subaeriană a caolinitului, transportat de pe continent în mediul marin, sau prin precipitare directă din soluţiile marine (**origine primară**). In ambele cazuri procesul de autigeneză implică un mediu geochimic uşor reducător, anaerobic, determinant în formarea acestor clorite ferifere. Ambianţa reducătoare este contrazisă însă de prezenţa organismele bentonice, dependente de medii acvatice aerobe, care sunt frecvent asociate ferilitelor oolitice şi care cuprind crinoidee, brachiopode, bivalve, alături de organisme nectonice, amoniţi şi belemniţi.

In reconstituirea condiţiilor de acumulare a ferilitelor oolitice trebuie considerate şi alte aspecte, anume structurile sedimentare şi contextul secvenţial. Ferilitele prezintă ocazional stratificaţie oblică, iar deseori cuprind galeţi resedimentaţi, ambele aspecte indicând un mediu depoziţional de mică adâncime, activ din punct de vedere hidrodinamic datorită valurilor şi curenţilor de fund, fapt care induce o bună oxigenare a apei până la nivelul interfeţei acesteia cu sedimentele.

În privinţa poziţiei ocupate în cadrul secvenţelor stratigrafice, ferilitele jurasice formează de regulă termeni în topul unor secvenţe regresive, care încep cu argilite, continuă cu argilite nisipoase şi se încheie prin gresii acoperite de ferilite.

Ţinând cont de toate aceste aspecte, ipoteza care poate explica formarea ferilitelor, cel puţin a majorităţii acestora, implică medii marine puţin adânci, relativ apropiate de ţărm, cu neregularităţi topografice ale substratului, zone mai ridicate alternând cu depresiuni, şi neafectate de maree puternice. Fazele regresive în care ridicările topografice exercită o mai mare influenţă hidrografică au favorizat separarea fracţiei siliciclastice de cea feruginoasă, prima în formă granulară fiind acumulată în special pe suprafaţa bancurilor ridicate, cea de a doua, mai fină, transportată sub formă de suspensii şi în stare coloidală, fiind depusă în

excavațiile reliefului și parcurgând faze succesive de autigeneză, condițiile inițiale aerobe devenind ușor anaerobe prin îngroparea mai adâncă a sedimentelor (fig. 7.15).

In concluzie, caracterul particular al faciesului ferilitelor oolitice este determinat de o conjunctură sedimentologică și paleogeografică specială, care implică întrunirea la un anumit moment a unor factori de natură fizică și chimică, fiecare cu anumite valori și interacționând cu anumite intensități.

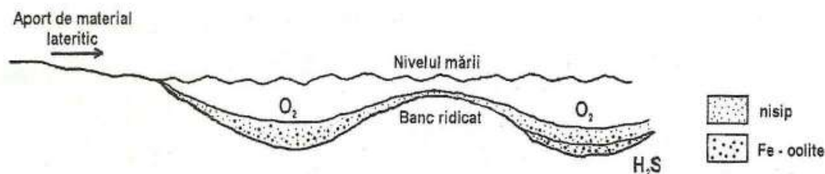


Fig. 7.15. Mediul depozițional al ferilitelor oolitice jurasice din Europa. Oolitele goethitice acumulate în spatele bancului ridicat prin regresiune trec în chamosit pe măsura îngropării într-un mediu anaerob.

2. Faciesul de cretă din Cretacicul superior. Faciesul micritic, poros, de cretă este reprezentativ, prin particularitățile sale lito- și biofaciale și prin marea sa dezvoltare geografică în cadrul continentelor nordice, pentru Cretacicului superior. Insăși numele sistemului Cretacic este legat de acest facies. Depozitele de cretă se cunosc în cadrul ariilor de platformă epicontinentală ale Europei, din Irlanda până în marginea avanfosei preuraliene, prezentând unele caracteristici litologice în funcție de vârsta depozitelor. Astfel pentru Cenomanian este caracteristică "creta verde" cu glauconit, în Turonian este comună "creta cenușie" cu material vulcanogen incorporat, iar în Senonian – "creta albă" cu concrețiuni de silex, aceasta din urmă cunoscută în aflorimente și în Dobrogea de sud, iar în foraje în Depresiunea predobrogeană și în sectorul de la est de Dunăre al Platformei Moesice. Creta albă cu silex este constituită în cea mai mare parte, uneori până la 90% din volum, din nannoplancton calcaros, reprezentat prin coccolithe și calcisfere, și microplancton format din foraminifere, majoritatea din familia **Globotruncanidae**. Acest extrem de bogat conținut biogen explică și porozitatea foarte ridicată a rocii, puțin afectată de procesele diagenetice de compactizare și cimentare. Intr-o interpretare actualistă, creta albă ar corespunde unor sedimente pelagice de tipul mâlurilor carbonatice actuale din substratul oceanic adânc, deasupra limitei de compensație a carbonatului de calciu, aflată în jurul adâncimii de 3500 m. Această interpretare este însă eronată din cauza neconsiderării tuturor componentelor acestui facies cu semnificațiile lor sedimentologice și ecologice. Astfel, prezența unor organisme bentonice, bivalve *(Inoceramus, Spondylus)*, echinoide *(Micraster)* și spongieri hexactinelizi aflați la originea concrețiunilor de silex, formate prin diageneza silicei din compoziția finelor rețele scheletice ale acestor spongieri, este indicativ pentru o adâncime de formare mult mai mică, cuprinsă între 100 și 600 m. Urmele fosile de origine biogenă *(Chondrites, Thalassinoides)* nu dau informații batimetrice precise, fiind tipuri de structuri formate la adâncimi diferite, în funcție de gradul de oxigenare a sedimentelor în care trăiesc înfundate organismele generatoare, în schimb modul de formare a structurilor mecanice de tip *hard ground*, formate prin procese de litificare a sedimentelor, studiat de Kennedy și Garrison (1975) restrâng domeniul de adâncime al formării cretei albe cu silex la 50- 300 m.

Modelul sedimentogen al cretei albe este în concluzie legat de un mediu marin cu adâncime în limitele șelfului sau al zonei ridicate a taluzului, în contextul amplei transgresiuni din Cretacicul superior, când liniile de țărm s-au deplasat mult în interiorul continentelor. Caracterul pelagic al sedimentelor ce se află la originea cretei albe, apropiindu-le aparent de mâlurile carbonatice de mare adîncă din prezent este explicat prin caracterul inactiv al ariilor de aport continentale, care au fost nivelate prin procesele de eroziune ante-Senoniene.

Deficitul de material epiclastic care de obicei rezultă prin eroziunea ariilor emerse, determinând astfel un grad ridicat de turbulență al apelor, a favorizat marea dezvoltare a microorganismelor planctonice care domină compozițional depozitul de cretă albă. In fig. 7.16. este ilustrat schematic domeniul de formare al cretei albe, precum şi al altor depozite marine din Cretacic.

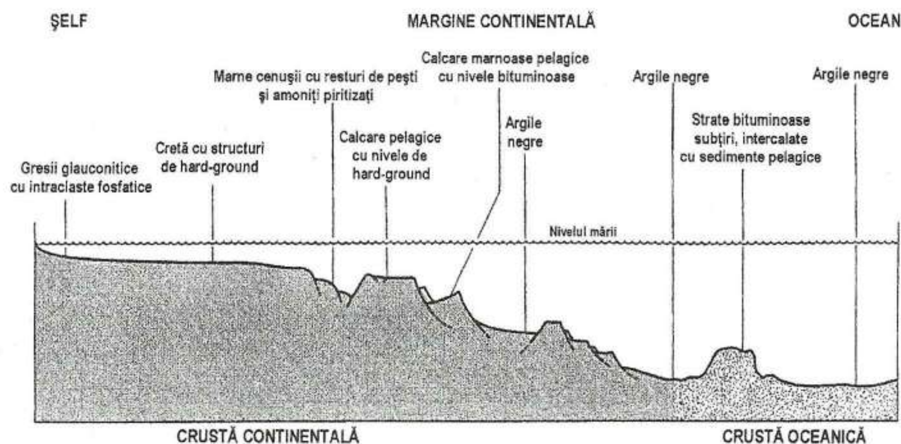


Fig. 7.16. Model de sedimentare în cadrul unui episod transgresiv din Cretacic.